UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA BACIA DO AMAZÔNAS E SUA RELAÇÃO COM O EMBASAMENTO

Tese Apresentada por

JOAQUIM RIBEIRO WANDERLEY FILHO

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 19.02.91

Comitê de Tese

JOÃO BATISTA SENA COSTA(ORIENTADOR)

CHANG H.KIANG

FERNANDO FLECHA ALKMIM

À MINHA ESPOSA ANGÉLICA

MARINA E BRUNO, MEUS FILHOS

PELA PACIÊNCIA

"Muitos conseguem levar a cabo
empreendimentos condenáveis, mas
o êxito será sua perdição"

Sirac 20,9

AGRADECIMENTOS

Desejo externar meus agradecimentos ao meu orientador, o doutor, João Batista Sena Costa, e também aos doutores, Chang Huang Kiang e Fernando Flexa Alkimin, pelas críticas.

Gostaria ainda de expressar os meus sinceros agradecimentos:

- à Universidade Federal do Pará, por ter criado a oportunidade de realizar esta tese de mestrado;
- à PETROBRÁS S.A., por ter me liberado por seis meses em tempo integral, para desenvolver e escrever esta tese;
- ao superintendente do Distrito de Exploração do Norte (DENOR), Geólogo Laércio Gonzaga de França Aranha, pelo incentivo de realizar este trabalho;
- ao geólogo senior Manoel Peres de Lima, pelas sugestões e revisão do texto;
- ao geofísico João Maria Pinheiro de Souza, pela interpretação e elaboração das seções sísmicas;
-à geóloga Waldmaria França Mendes de Lima (UFPa.), pela descrição petrográfica dos diabásios;
- ao técnico de geologia Evaldo Batista de Oliveira e ao desenhista Enir Falcão pela diagramação e desenho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA I

CITAÇÃO II

AGRADECIMENTOS III

ÍNDICE IV

LISTA DE FIGURAS V

RESUMO 1

ABSTRACT 2

1. INTRODUÇÃO 3

1.1 Localização e Acesso 3

1.2 Objetivos 4

1.3 Metodologia. 6

2. ESTADO DE CONHECIMENTO DA BACIA DO AMAZONAS 10

3. ASPECTOS GERAIS SOBRE O PRÉ-CAMBRIANO DA AMAZÔNIA. 14

4. ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO AMAZONAS..... 27

4.1 Análise dos Sistemas Deposicionais 27

4.2 Rochas Ígneas 35

4.2.1 Geocronologia das Rochas Ígneas 42

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL 49

5.1 Prováveis Falhas Normais Paleozóicas 49

5.2 Falhas de Transferência NW/SE 54

5.3 Estrutura em "dog leg" 62

5.4 Tectônica do Cretáceo Inferior 69

5.5 Arco de Purus 77

5.6 Arco de Gurupá 86

6. RELAÇÃO ENTRE A BACIA DO AMAZONAS E AS ESTRUTURAS. PRÉ-CAMBRIANAS 93

7. CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS 97

8. CONCLUSÕES 109

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 111

Relação de Figuras

1. Mapa de localização da Bacia do Amazonas 5
2. Localizacção e distribuição dos poços na bacia 9
3. Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas 11
4. Províncias Estruturais do Brasil 15
5. Localização e Subdivisão das Províncias Rio Branco e Tapajós 17

6a. Quadro com a caracterização da Província Tapajós ... 18
6b. Quadro com a caracterização da Província Rio Branco. 19
7. Mapa Geológico e Geotectônico da Região Amazônica .. 20
8. Mapa dos Cinturões Granulíticos da Amazônia 21
9. Compartimentação Tectônica da Região Amazônica 23
10. Mapa das Principais Estruturas do Proterozóico Médio 25
11. Mapa de isópacas do Ordoviciano-Siluriano 28
12. Mapa de isópacas do Devoniano/eo-Carbonífero 30
13. Mapa de isópacas do Permo-Carbonífero 32
14. Mapa de isópacas do Cretáceo-Terciário 34
15. Fotomicrografia do diabásio no poço 1-SP-1-PA 36
16. Mapa de isólitas de diabásio total 37
17. Mapa de isólitas de diabásio no Permo-Carbonífero .. 38
18. Feições estruturais da Bacia do Amazonas 40
19. Diagrama ilustrando o mecanismo de intrusão de uma soleira 41
20. Fotomicrografia de uma brecha de diabásio 43
21. Distribuição do vulcanismo no Mesozóico 45
22. Gráfico mostrando as datações K/Ar com a profundidade 46
23. Diagrama mostrando a curva de subsidência x tempo .. 48
24. Mapa de espessura crustal segundo Rembarguer 51
25. Gráfico de espessura crustal segundo Santa Rosa e Leite 52

26. Espessura crustal segundo Nunn e Aires 53
27. Arcabouço da Bacia do Amazonas e os Blocos Compartimentais 55
28. Mapa do embasamento com transcorrências 56
29. Seção geológica do Alto de Urucuricaia 58
30. Seção sísmica do Arco de Gurupá 59
31. Mapa da bacia com os eixos deposicionais 65
32. Seções estruturais com datum no marco S.01 66
33. Mapa de isópaca do marco S.01 ao topo da Fm. Monte Alegre 68
34. Principais elementos estruturais da bacia 71
35a. Seção sísmica com dobramento do Cretáceo Inferior... 74
35b. Seção sísmica com o topo do Paleozóico horizontalizado 75
36. Mapa estrutural do embasamento e os principais elementos do Proterozóico Médio 78
37. Mapa gravimétrico Bouguer da Bacia do Amazonas 79
38. Seções geológicas na bacia e embasamento 81
39. Seção geológica mostrando o rifte proterozóico 82
40. Afinamento de camadas em direção ao Arco de Purus .. 84
41. Distribuição dos minerais de argila da Formação Curuá 85
42. Seção geológica do Arco de Gurupá 88
43. Evolução do Arco de Gurupá 91
44. Correlação estratigráfica mostrando a variação de fácies no permo-carbonífero 99
45. Etapas de instalação do Oceano Iapetus 102
46. Seção sísmica com estrutura em flor negativa 106
47. Seção sísmica mostrando falhamento transcorrente ... 107

RESUMO

Este trabalho apresenta aspectos relativos à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e discute o papel das estruturas do Pré-Cambriano no desenvolvimento da arquitetura fanerozóica.

O quadro estrutural do Pré-Cambriano compreende estruturas ligadas a dois eventos termo-tectônicos principais. O evento mais antigo, responsável pela instalação dos terrenos granito-"greenstones" e dos cinturões de cisalhamento de alto grau metamórfico no Arqueano, impôs as linhas estruturais mestras NW-SE, NE-SW e E-W ao arcabouço tectônico regional. O segundo evento, no âmbito da Amazônia Oriental, proporcionou o desenvolvimento de falhas normais NW-SE e WNW-ESE, e de falhas de transferência NE-SW relacionadas a um eixo extensional NE-SW proterozóico; várias bacias foram formadas neste evento, com destaque para o Graben do Cachimbo.

A evolução estrutural da Bacia do Amazonas através do Fanerozóico foi fortemente controlada pela geometria das estruturas criadas no Pré-Cambriano.

A instalação da Bacia do Amazonas está relacionada ao ciclo de abertura e fechamento do oceano Iapetus no Paleozóico, durante o qual as zonas de fraqueza antigas NE-SW e NW-SE foram reativadas em falhas normais e falhas de transferência, respectivamente. A movimentação associada às falhas de transferências promoveu a compartimentação da bacia em quatro blocos estruturais distintos; nesse contexto, destaca-se a zona compartimental de Purus (Arco de Purus), que evoluiu a partir de reativações de falha normais do Graben do Cachimbo, separando as Bacias do Amazonas e Solimões.

Os efeitos da fragmentação do megacontinente Gonduana no Mesozóico estão registrados na Bacia do Amazonas através de falhas normais NE-SW e NNE-SSW, de falhas de transferência NW-SE, de falhas transcorrentes ENE-WSW e de produtos ígneos e sedimentares. No Cenozóico a Bacia do Amazonas e adjacências experimentaram movimentações essencialmente transcorrente de natureza dextral.

ABSTRACT

This dissertation presents some aspects concerning the structural evolution of the Amazon basin and discusses the role of the Pre-Cambrian structures in the development of its architeture.

The Pre-Cambrian record comprises strutures related to two main thermal-tectonic events. The oldest one, Archean age, is responsible for the installation of granitic-greenstone terrains, and also the formation of shear belts composed of high grade metamorphic rocks. This event controlled the formation of the basic structural lineaments, trending NW-SE, NE-SW and E-W. The second event, in the eastern Amazon region, caused the development of NW-SE and WNW-ESE normal faults and NE-SW transfer faults related to an extensional NE-SW proterozoic axis giving rise to the formation of several basins of which, Cachimbo Graben is the most remarkable one.

The structural evolution of the Amazon basin throug Phanerozoic time is strongly related to the geometry of the Pre-Cambrian structures.

The installation of the Amazon basin is related to cyclic opening and closing of the Iapetus ocean during Paleozoic time. During this cycle, ancient weakness zones trending NE-SW and NW-SE were reactivated as normal and transfer faults respectively. The movements associated to the transfer faults compartmentalized the basin into four distinct structural blocks, of which the compartmental zone of Purus (Purus Arch) is a special example. The Purus arch separates the Amazon basin to the East from Western Solimões basin. Its origin is related to reactivation of normal faults of the Cachimbo Graben.

The fragmentation of the Gondwana megacontinent, during mesozoic time, is witnessed in the Amazon basin by the following features: a) NE-SW and NNE-SSW normal faults; b) NW-SE transfer faults; c) ENE-WSW wrench faults and d) igneous and sedimentary infill. During Cenozoic time, the Amazon basin and adjacent zones suffered effects of stress that generated essencially dextral whrench faults.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Localização e Acesso

As principais vias de acesso, utilizadas nas investigações diversas na região Amazônica, são os rios, cujo número é consideravelmente maior no domínio das bacias do Solimões e Amazonas. Destacam-se o Amazonas, Xingu, Tapajós, Uatumã, Madeira, Negro e Purus, às margens dos quais estão situados os principais núcleos populacionais como Manaus, Santarém, Itaituba, Monte Alegre, Altamira, entre outros.

Na Bacia do Amazonas, poucos são os afloramentos de rochas sedimentares de idade paleozóica que podem ser estudados, devido a densa cobertura florestal que dificulta as observações de superfície, e a vasta distribuição dos sedimentos meso-cenozóicos. No entanto, nas bordas da bacia, nos locais onde as drenagens cortam transversalmente os pacotes rochosos, estes podem ser estudados. Um caso particular, provavelmente o único que se conhece , refere-se à região da estrutura dômica de Monte Alegre, onde há excelentes exposições rochosas paleozóicas, as quais têm proporcionado investigações de detalhe e semi-detalhe de alta resolução. Portanto, trabalhos de cunho regional dificilmente serão bem sucedidos se não forem usadas as informações de subsuperfície, obtidas através de poços e perfís sísmicos.

Os primeiros poços perfurados foram locados às proximidades dos rios navegáveis, uma vez que, naquela época, as sondas de perfuração utilizadas eram do tipo Sonda Convencional (SC), com a torre não desmontável, o que dificultava o seu transporte aéreo. Hoje são utilizadas as

Sondas Moduladas (SM), heli-transportáveis que podem ser instaladas em qualquer clareira aberta na selva, facilitando a perfuração em pontos estratégicos definidos a partir do potencial geológico e não por uma imposição logística.

A Bacia Paleozóica do Amazonas, com área de aproximadamente 500.000 km2, está localizada na porção setentrional do Brasil, entre o conjunto de rochas pré-cambrianas incluidas nas Províncias Rio Branco e Tapajós . Fica limitada a leste, pelo Arco de Gurupá e a oeste pelo Arco de Purus.(fig.1).

1.2 Objetivos

As investigações geológicas e geofísicas realizadas, em particular pela equipe técnica da Petrobrás na Bacia do Amazonas, proporcionaram avanços expressivos no entendimento do quadro lito-estratigráfico e no estabelecimento do arcabouço tectono-estrutural. Por outro lado, percebe-se que pouca atenção foi dada à natureza do embasamento pré-cambriano e os elementos estruturais ainda não receberam enfoque moderno em termos de geometria e cinemática. O acervo bibliográfico mais recente, envolvendo informações de vários continentes, tem sistematicamente demonstrado que, para o estabelecimento de modelos estruturais-tectônicos e para o entendimento da evolução de uma determinada bacia, há que se levar em conta a arquitetura e a dinâmica do embasamento. Isto só é possível através de estudos multidisciplinares.

As informações disponíveis sobre a Bacia do Amazonas e do seu embasamento foram revistas com base nos conceitos atuais da tectônica extensional. Nessa ótica, enfocaram-se os

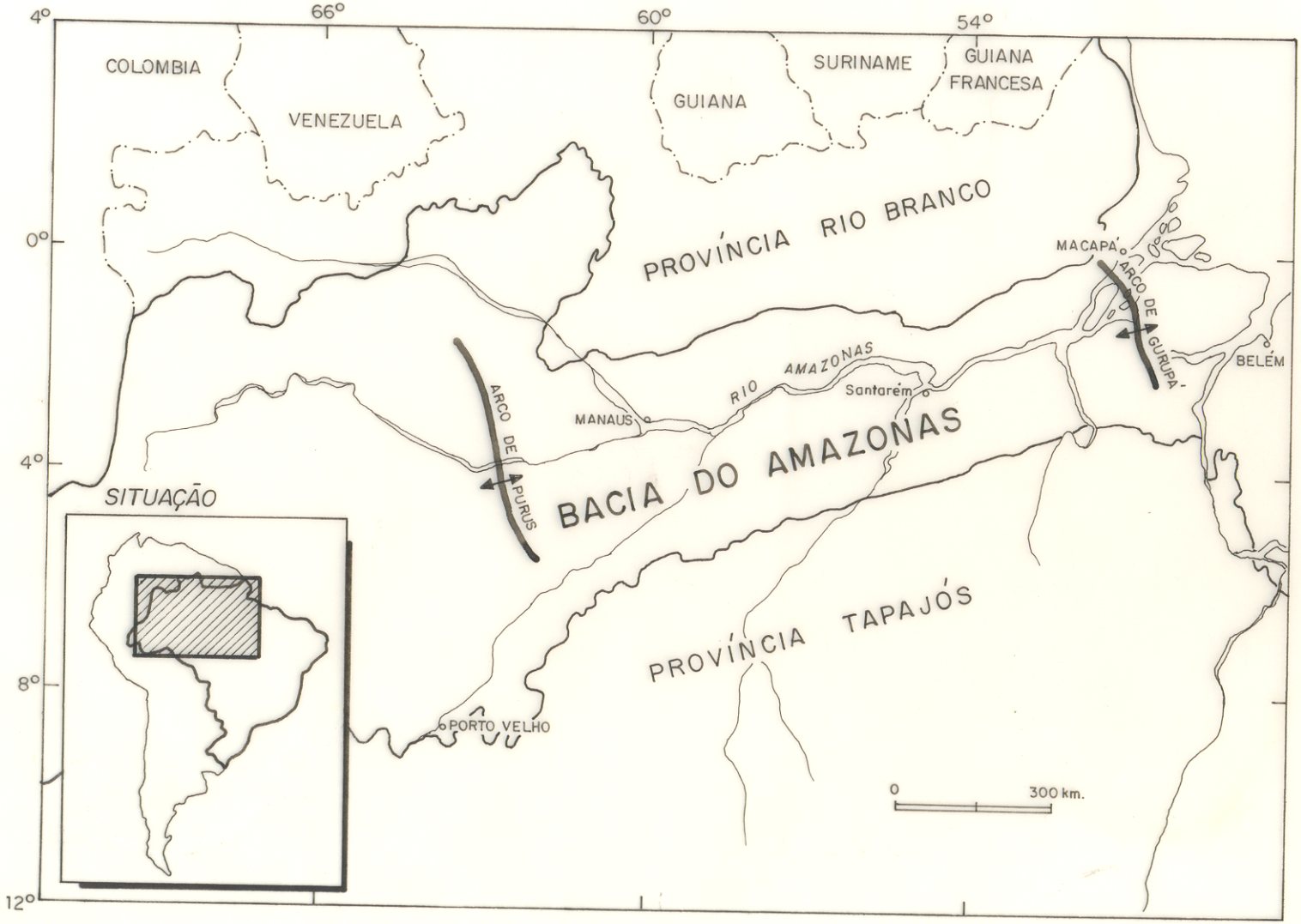


Figura 1 – Mapa de Localização da Bacia do Amazonas.

seguintes pontos: a natureza das estruturas e das unidades rochosas do embasamento, a arquitetura da crosta imediatamente abaixo do eixo principal da bacia, a caracterização geométrica dos elementos estruturais, e a definição dos pulsos cinemáticos responsáveis pela evolução da Bacia do Amazonas. É importante ressaltar que a ausência de levantamentos gravimétricos, fora dos domínios da bacia, e de raros dados sísmicos de resolução profunda impuseram limitações quanto ao entendimento da organização geométrica regional do segmento crustal onde se instalou a Bacia do Amazonas.

1.3 - Metodologia

Os objetivos do trabalho foram alcançados através da aplicação dos métodos apresentados a seguir:

a) A integração e interpretação dos dados estruturais foram calcadas em procedimentos discutidos por Gibbs (1984, 1987); Coward et al (1987), Ramsey e Huber (1987), entre outros. Os métodos modernos de análise estrutural de bacias permitem o rápido estabelecimento geométrico-cinemático de segmentos extensionais, bem como suas relações com a arquitetura crustal.

b) As informações gravimétricas coletadas pela Petrobrás na Bacia do Amazonas, desde 1954, foram integradas recentemente pelo SEMEPO (Setor de Métodos Potenciais da Petrobrás) e apresentadas sob a forma de um mapa que cobre toda a extensão da área que interessa a esta dissertação. Esse mapa foi utilizado para dar subsídios à interpretação regional da bacia e melhor compreensão do seu embasamento.

c) As informações sísmicas utilizadas neste trabalho referem-se, principalmente, aos mapas elaborados pelas Divisões de

Interpretação da Petrobrás, sediadas em Belém e Manaus. Desses mapas foram extraídas as principais feições tectono-estruturais, as quais receberam interpretações no âmbito dos conceitos modernos da Geologia Estrutural e Geotectônica.

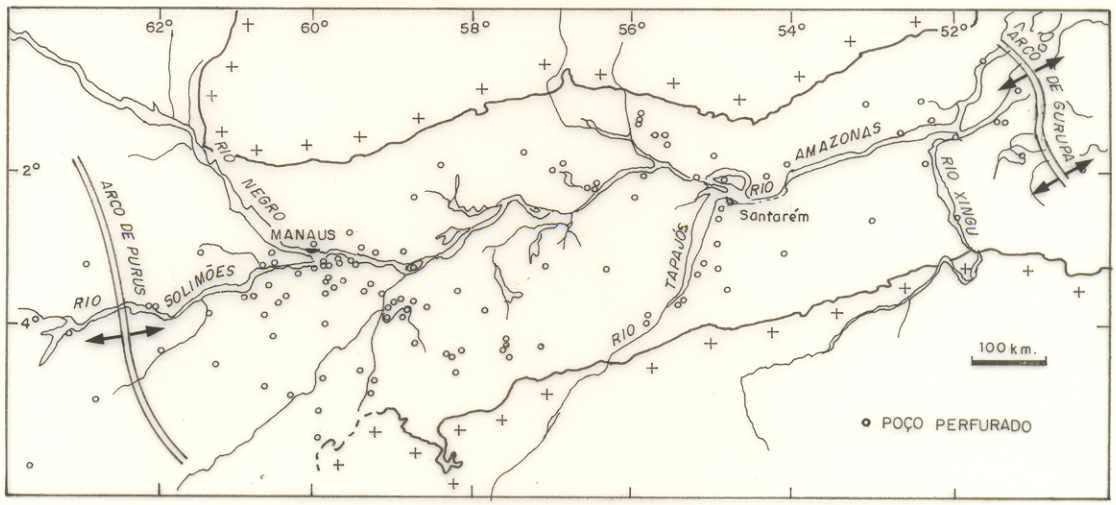
d) As seções sísmicas estudadas, incluindo uma linha profunda, receberam nova interpretação voltada para a caracterização da natureza dos falhamentos. Utilizou-se, também um "soft" na interpretação de dados sísmicos, no computador Landmark, no qual foram horizontalizados alguns refletores sísmicos com o objetivo de identificar a idade das deformações ocorridas na bacia.

e) Os mapas isópacos, que representam as espessuras das sequências sedimentares e refletem a forma da bacia durante a fase de deposição, foram analisados objetivando compreender o comportamento da bacia durante a instalação do preenchimento sedimentar. Os eixos deposicionais foram transportados para uma base cartográfica, de modo a facilitar a observação da mobilidade da bacia durante sua evolução.

f) Dois mapas de isólitas foram feitos para os diabásios, por se tratar de corpos concordantes e permearem praticamente toda a bacia. Na confecção desses mapas, deixou-se de utilizar apenas os dados dos poços 1-AM-12-AM e o 1-AC-1-PA, pois tratam-se de corpos discordantes (diques). Estes mapas refletem as isópacas mínimas, já que foram consideradas as espessuras perfuradas, as quais muitas vezes são inferiores às reais.

g) A partir dos perfis dos poços e do arcabouço estrutural sísmico, foram elaboradas várias seções geológicas para mostrar as relações estratigráficas e a geometria dos pacotes sedimentares.

h) A localização dos poços utilizados para a confecção dos mapas é mostrado na figura 2, alguns dos quais foram omitidos devido à proximidade entre si e a própria escala do mapa.



Mapa de localização dos poços.

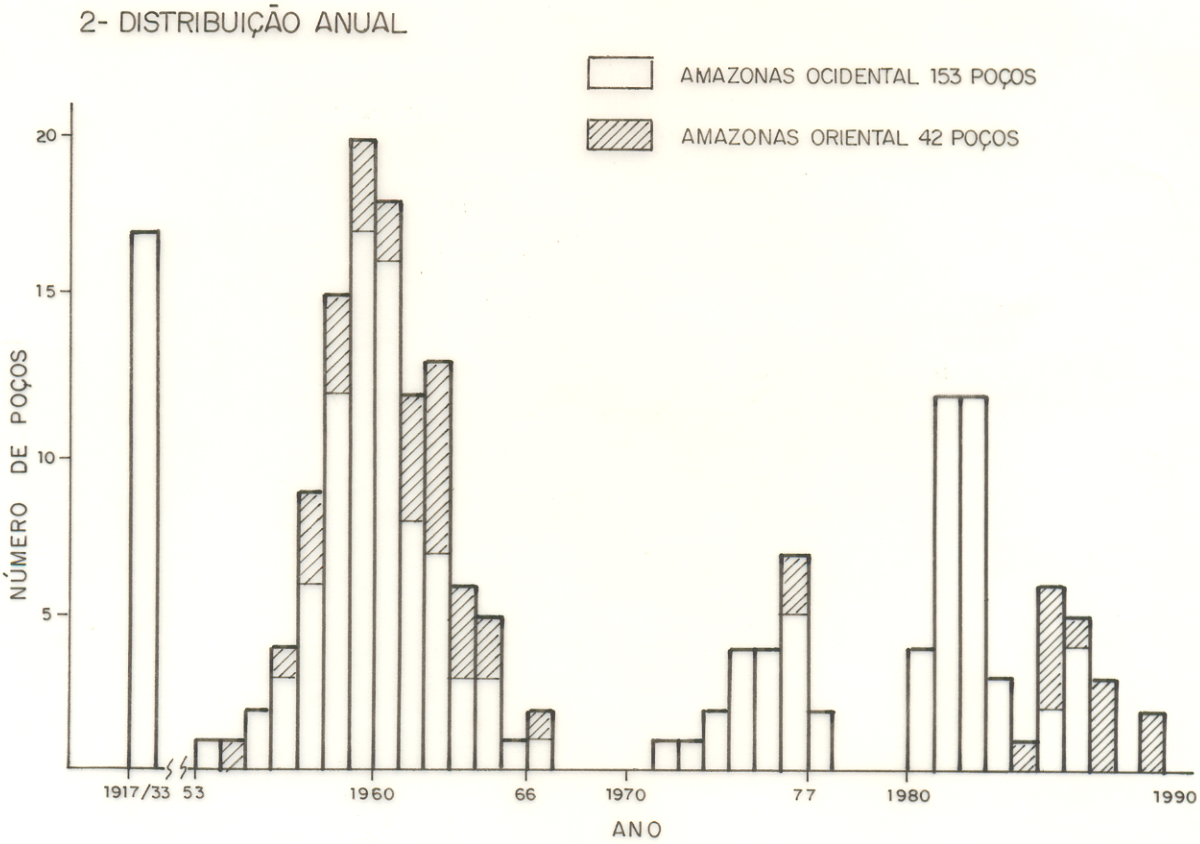


Figura 2 - Mapa de localização dos poços e distribuição dos poços na Bacia do Amazonas (Mod. M.P. Lima).

2 - ESTADO DE CONHECIMENTO DA BACIA

As primeiras investigações geológicas sistemáticas na Bacia do Amazonas foram desenvolvidas por Derby (1877), Evans (1906), Paiva (1929) e Moura (1938), que descreveram e caracterizaram várias unidades litológicas através de mapeamento básico, em particular ao longo dos principais rios da região. A base para a primeira coluna estratigráfica que se conhece foi fornecida por Oliveira e Leonardos (1943), Petri (1952) e Oddone (1953).

A partir de 1970, com a intensificação das pesquisas voltadas para a prospecção de Petróleo e elaboração de cartas geológicas ao milionésimo, lideradas pela Petrobrás e pelo Projeto Radam, respectivamente, o volume de informações multidisciplinares foi expressivamente ampliado e os resultados foram divulgados através de inúmeros trabalhos, destacando-se os seguintes: Caputo et al. (1972), Caputo et al. (1983), Caputo (1984, 1985, 1986), Carozzi et al. (1972 e 1973), Sampaio e Northfleet (1973), Miura et al. (1983), entre outros. Desse conjunto de resultados é relevante mencionar alguns pontos:

- o conteúdo litológico foi criteriosamente revisado por Caputo et al. (1972), que propôs um arranjo lito-estratigráfico que se mantém atualizado (fig.3);
- os principais lineamentos orientados na direção NW-SE, no contexto do embasamento pré-cambriano, têm continuidade sob os conjuntos sedimentares da bacia e controlaram, em parte, a evolução lito-estrutural desse segmento, no Fanerozóico (Andrade e Cunha, 1971; Araújo, 1972; Rezende e Brito, 1973; Cunha, 1982; Miranda, 1983; Neves, 1989).

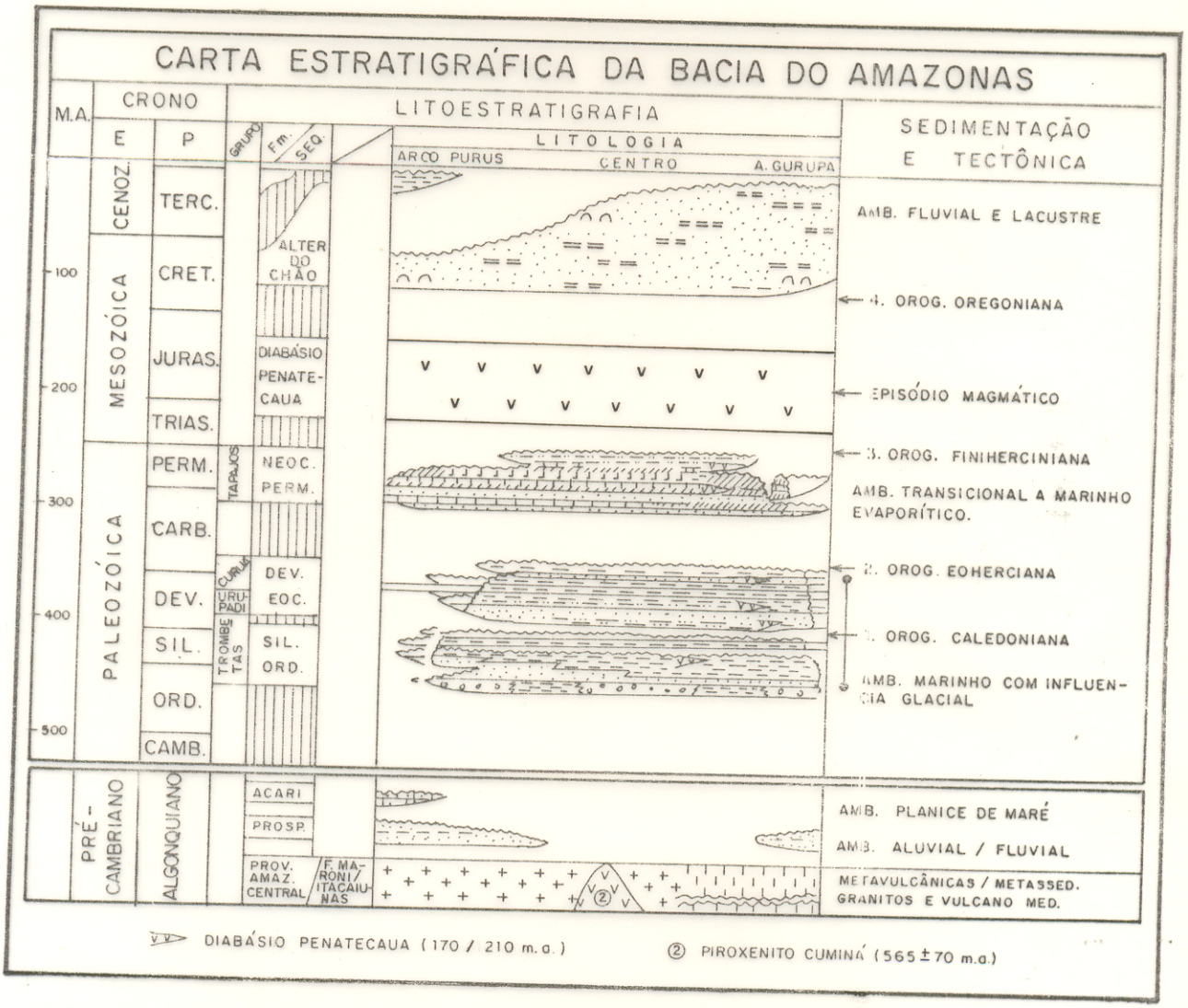


Figura 3 – Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (G.T. Petrobrás / 90).

- a participação das estruturas antigas na evolução fanerozóica foi discutida inicialmente por Andrade e Cunha (1971), mas foi Araújo (1972) que demonstrou, através da interpretação de dados de sísmica de refração, nas adjacências da Cidade de Manaus, que as falhas NW-SE seguiam rigorosamente a direção dos lineamentos do embasamento. Conclusões semelhantes foram alcançadas através da interpretação de dados gravimétricos (Rezende e Brito, 1973) e de produtos de sensores remotos (Miranda, 1983). Sabe-se hoje, que tais lineamentos devem corresponder a falhas normais ligadas a tectônica extensional do Proterozóico Médio (Costa et al., no prelo);

- a ausência de fácies proximal correlacionável aos calcários carboníferos que ocorrem nas bordas da bacia (Andrade et al., 1971) e as frações rochosas das formações Trombetas e Maecuru preservadas no Graben do Macacão (Souza et al 1988), em meio às unidades litológicas do Pré-Cambriano, são evidências de que os limites iniciais da bacia foram significativamente modificados durante a evolução meso-cenozóica;

- a evolução tectônica da Bacia do Amazonas foi discutida por Bahia e Abreu (1985). Na oportunidade os autores interpretaram as anomalias gravimétricas positivas como ligadas a frações de crosta oceânica, materializadas pelo piroxenito de Cuminá, e os lineamentos NW-SE como falhas transformantes. Linsser (1958) já se referia aos máximos gravimétricos da bacia como massas densas semelhantes à de Cuminá, as quais se instalaram através de falhamentos da crosta, provocando instabilidade e subsidência, criando uma fase rifte precursora dos sedimentos paleozóicos. Por outro lado, Caputo (1984) propõe a combinação de dois mecanismos como responsáveis pela origem da bacia: térmico, que provocou soerguimento, erosão e rifteamento; e

sobrecarga, provocada pelos sedimentos. O rifte inicial estaria ligado com o fechamento do Oceano Goiás, o que corresponde atualmente ao cinturão Araguaia. Essa hipótese, no entanto, não explica a ausência de duas bacias periféricas alongadas e paralelas à Bacia do Amazonas que deveriam existir quando do soerguimento termal, com idades ligeiramente anteriores à bacia paleozóica. Ademais o cinturão Araguaia é interpretado atualmente como uma unidade tectônica arqueana (Hasui e Costa, 1990).

As investigações mais recentes têm enfatizado a importância dos lineamentos ENE-WSW, inicialmente mapeados e relacionados à abertura do Oceano Atlântico por Carneiro e Jucá (1985). Tratam-se de falhas transcorrentes do Cretáceo Inferior, caracterizadas por segmentos transpressivos e transtensivos (Campos e Teixeira, 1988; Neves, 1989) e correlacionadas à instalação da Cadeia Andina (Schneider e Carneiro, 1976; Caputo, 1984, 1985; Porsche, 1985). Falhas transcorrentes do Terciário também têm sido estudadas a nível de semi-detalhe (Campos et al., 1987; Travassos e Barbosa Fº, no prelo).

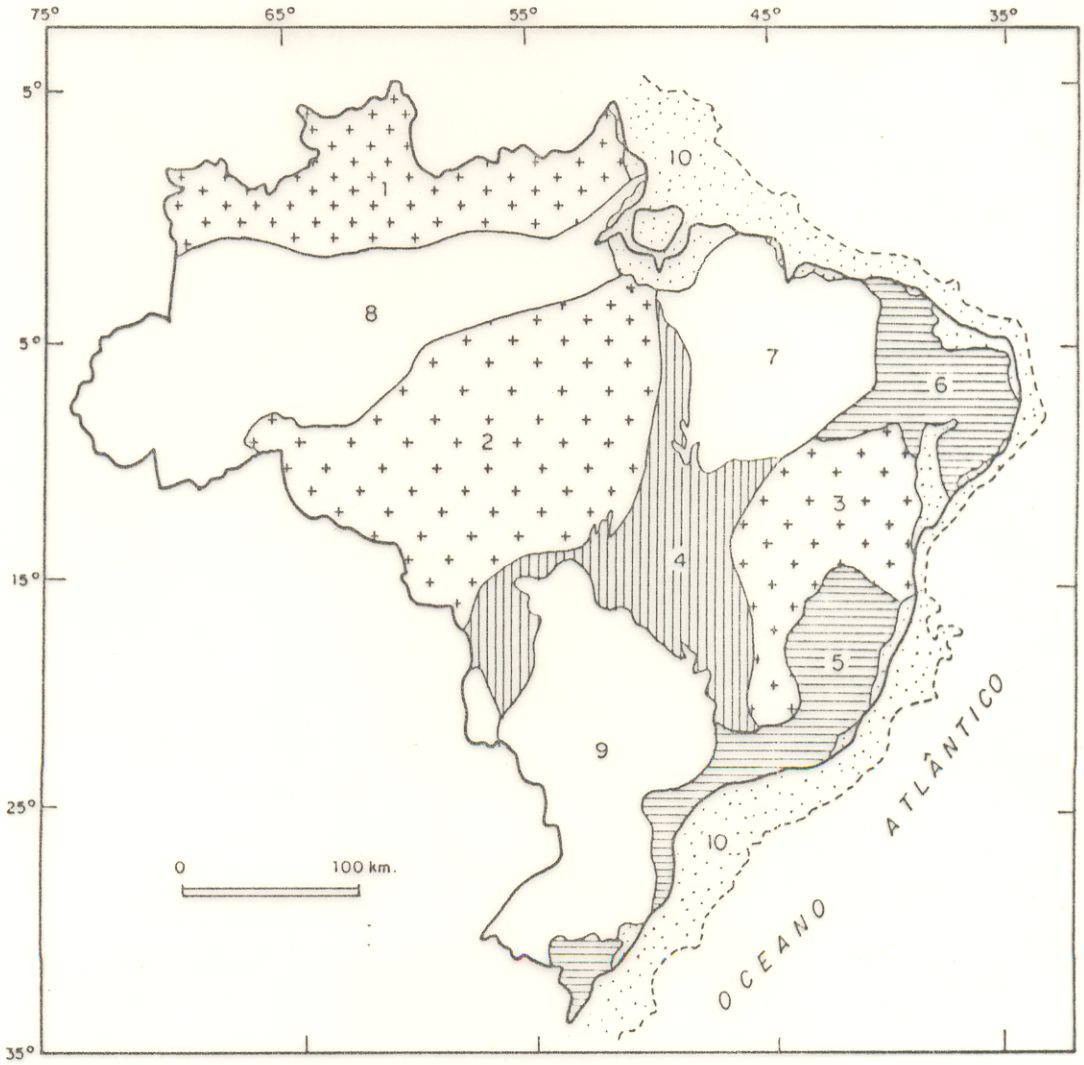
As descontinuidades relacionadas aos movimentos neo-tectônicos foram relatadas por Andrade e Cunha (1971), Pellon (1985) e, nas adjacências de Manaus, por Franzinelli e Piuci (1988) e Igreja e Franzinelli (1990).

Verifica-se, portanto, que não existem trabalhos de síntese abordando os elementos estruturais instalados através do Fanerozóico na Bacia do Amazonas, em termos de geometria e cinemática, bem como não foi demonstrado o real papel das estruturas pré-cambrianas na evolução fanerozóica, motivo este, que nos levou a escolher esta tese.

3 - ASPECTOS GERAIS DO PRÉ-CAMBRIANO DA AMAZÔNIA

A região aqui abordada compreende parte dos Estados do Pará, Amazonas, Amapá, Roraima, Rondônia, Acre, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, e dos países vizinhos, a exemplo da Guiana Francesa, Suriname e Guiana, perfazendo uma área superior a 5.000.000 km2. Corresponde à unidade geotectônica denominada Craton Amazônico (Almeida, 1967) ou Plataforma Amazônica (Suszcynski, 1970), que se comportou como um bloco estável durante a implantação da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no Ciclo Brasiliano. A evoluçao dessa mega unidade foi discutida inicialmente em termos de um embasamento gnáissico-migmatítico policíclico, sobre o qual se instalaram as coberturas vulcânicas e sedimentares do Proterozóico Médio, decorrentes de fenômenos de protoativação, no âmbito da concepção verticalista (Almeida, 1967, 1974 e 1978; Amaral, 1974; entre outros).

A aquisição de informações lito-estruturais e geocronológicas através do programa de mapeamento geológico básico desenvolvido pelo Projeto Radam (Silva et al. 1974, Lima et al. (1974); Montalvão et al., 1975; Leal et al., 1978) e pela CPRM (Marinho, 1977; Martins e Araújo, 1979; João et al. 1979; Pastana e Silva Neto, 1980; Ramgrab et al., 1972) promoveu avanços expressivos no que se refere à caracterização petrográfica, orientação e distribuição geográfica das principais unidades litológicas do Craton Amazônico. Parte desse acervo de conhecimentos permitiu que Almeida et al., (1977) caracterizassem, na Amazônia várias províncias estruturais, com constituição e estruturação próprias (fig.4). Destacam-se, no contexto do Pré-Cambriano, as Províncias Rio



P R O V Í N C I A S

1 - RIO BRANCO
2 - TAPAJÓS
3 - SÃO FRANCISCO
4 - TOCANTINS
5 - MANTIQUEIRA
6 - BORBOREMA
7 - PARNAÍBA
8 - AMAZÔNICA
9 - PARANÁ
10 - COSTEIRA E MARGEM CONTINENTAL

Figura 4 - Províncias estruturais do Brasil - (Almeida et alii, 1977).

Branco e Tapajós, formadas pelas sub-províncias Amapá, Roraima e Rio Negro, e Carajás, Xingu e Madeira, respectivamente (fig.5). As principais características litológicas, estratigráficas e estruturais de cada sub-província são apresentadas resumidamente na fig.6a,b. Em seguida, com base nas informações geocronológicas disponíveis, Cordani et al. (1979), Cordani e Neves (1982); Cordani et al., (1983), individualizaram um núcleo arqueano, denominado Província Amazônia Central, contornado pelos cinturões móveis Maroni-Itacaiunas , Rio Negro-Juruena e Rondoniano, vinculados à atuação dos eventos Transamazônico e Uruaçuano (fig.7)

A síntese apresentada por Lima (1982), mostrando a distribuição geral dos terrenos de alto grau metamórfico ou Cinturões Granulíticos da Amazônia Ocidental, representou um marco para o entendimento dos elementos estruturais maiores do embasamento. Na Amazônia Oriental, região sudeste do Estado do Pará, Hirata et al. (1982) verificaram a ocorrência de unidades do tipo "greenstone belts" com granitóides associados, além das faixas WNW-ESE de rochas granulíticas, já reconhecidas pelas equipes do Projeto Radam (Silva et al., 1974; Lima et al.,1974) e CPRM (João et al. 1979). Dessa forma, começou a se configurar no domínio do embasamento, um quadro lito-estrutural formado por terrenos "granito-greenstone" e cinturões de alto grau metamórfico. As informações disponíveis até então foram sintetizadas por Schobbenhaus et al.(1982), no mapa tectônico do Brasil na escala 1:2.500.000. Visando caracterizar os elementos tectono-estruturais mais antigos do arcabouço geológico da Amazônia, Hasui et al. (1984) (fig.8) partiram de um enfoque lito-estrutural e geofísico. Postularam, a partir da existência de vários blocos crustais (fig.9) que se articulam

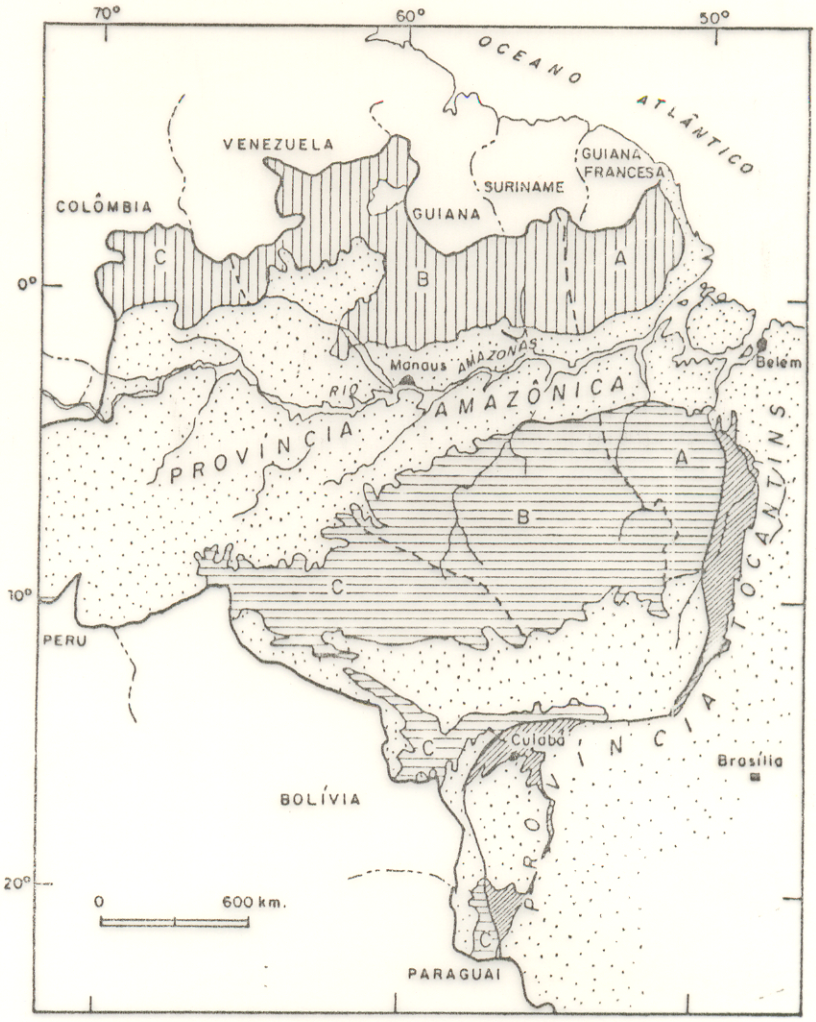


Figura 5 - Localização e subdivisão das províncias Rio Branco e Tapajós. (Almeida e Hasui, 1977).

PROVÍNCIA TAPAJÓS

SUB-PROVÍNCIA CARAJÁS

IDADE (M. A.)	UNIDADE	LITOLOGIA	ESTRUTURAS
500-1000	INTRUSIVAS BÁSICAS	DIQUES DE DIABÁSIO	DIQUES ORIENTADOS E-W E NW
± 1400	GRANITO TIPO VELHO GUILHERME	GRANITOS E GRANODIORITOS	CONTORNOS CIRCULARES
–	ROCHAS SEDIMENTARES NÃO METAMÓRFICAS	ARENITOS, CONGLOMERADOS, PELITOS E ROCHAS MANGANESÍFERAS	MERGULHOS ATÉ 15o
+ – 1800	GRANITO TIPO SERRA DOS CARAJÁS	GRANITOS A GRANODIORITOS	
> 2000	ROCHAS METASSEDIMENTARES E META-VULCÂNICAS	QUARTZITOS, MICA-XISTOS, ITABIRITOS, CALCO-XISTOS	
2000 A 3400	COMPLEXO CRISTALINO	GNAISSES, ANFIBOLITOS E GRANITOS	FOLIAÇÃO, FALHAMENTOS, DOBRAMENTOS NW/SE

SUB-PROVÍNCIA XINGU

1300	FM. CUBENCRANQUÉM	ARENITOS FINOS, SILTITOS, ARCÓSIOS	DEPOSIÇÃO CONTROLADA P/ FALHAS NW/SE
1550 ±50	INTRUSIVAS BÁSICAS	DIABÁSIOS	DIQUES N-S NNE A ENE
1600 ±50	FM. SOBREIRO, IRIRI	ANDESITOS, RIOLITOS, IGNIMBRITOS, TUFITOS, GRANÓFIROS	–
–	FM. RIO FRESCO	ARGILITOS, SILTITOS, ARCÓSIOS FOLHELHOS CARBONOSOS	SEDIMENTOS PREENCHENDO SINCLINÓRIO
1750 ±50	GRANODIORITOS E GRANITOS	GRANODIORITOS, ADAMELITOS E GRANITOS	–
2000	COMPLEXO CRISTALINO (COMPLEXO XINGU)	GNAISSES, MIGMATITOS, ANFIBOLITOS E METABASITOS	FALHAS NW/SE

SUB-PROVÍNCIA MADEIRA

±500	COBERTURAS BRASILIANAS	CALCÁRIOS, DOLOMITOS, FOLHELHOS, ARENITOS RÓSEOS	–
950 ± 50	INTRUSIVAS GRANÍTICAS	GRANITOS ALASKÍTICOS, ALCALINOS, VULCÂNICAS ASSOCIADAS	–
–	SEQUÊNCIA SEDIMENTAR SUPERIOR	ARENITOS, ARCÓSEOS, CONGLOMERADOS E SILTITOS	GRABENS COM FALHAS WNW ENE E E-W
1100± 100	MAGMATISMO BÁSICO	BASALTO, DIABÁSIO, GABRO	–
1350± 50	INTRUSIVAS GRANÍTICAS E SIENÍTICAS	GRANITOS, SIENITOS, MONZONITOS	–
1600 ±100	VULCANISMO ÁCIDO-INTERMEDIÁRIO-INTRUSIVAS ASSOCIADAS	RIOLITOS, RIODACITOS, ANDESITOS, TUFOS, GRANITOS	
–	SEQUÊNCIA SEDIMENTAR INFERIOR	ARENITOS, ARCÓSIOS, CONGLOMERADOS, FOLHELHOS, SILTITOS	FALHAS NW E NE
1600 ±100	VULCANISMO ÁCIDO-INTERMEDIÁRIO-INTRUSIVAS ASSOCIADAS	RIOLITOS, RIODACITOS, ANDESITOS, TUFOS, GRANITOS	
> 1500	COMPLEXO CRISTALINO	GNAISSES, MIGMATITOS, GRANULITOS, GRANITOS, XISTOS	FALHAS, XISTOSIDADE, BANDEAMENTO NW E NE

Figura 6a -Características lito-estruturais da Província Tapajós, segundo Amaral, 1984

PROVÍNCIA RIO BRANCO

SUB-PROVÍNCIA AMAPÁ

IDADE (M.A.)	UNIDADE	LITOLOGIA	ESTRUTURA
1600/1900	INTRUSIVAS GRANÍTICAS, SIENÍTICAS E BÁSICAS	GRANODIORITO, GRANITO, DIORITO, PIROXENITO, NEFEL. SIENITO	STOCKS ORIENTADOS PARA WNW A NW
±2000	ROCHAS METASSEDIMENTARES DE BAIXO GRAU	FILITOS, QUARZTITOS E META ARCÓSEOS	-
> 2000	ROCHAS METAMÓRFICAS DE MÉDIO GRAU	ANFIBOLITOS, QUARTZO-BIOTITA XISTO, ITABIRITO, SERPENTIN.	-
> 2600	COMPLEXO CRISTALINO	GNAISSES, MIGMATITOS, GRANITO ANFIBOLITOS, GRANULITOS	LINEAMENTOS COM ORIENTAÇÃO NW E RARAS NE

SUB-PROVINCIA RORAIMA

1600 ± 100	INTRUSIVAS GRANÍTICAS (TIPO SURUCUCU) E SIENÍTICAS	GRANITOS ALCALINO, SIENITOS	-
1500/ 1800 ?	INTRUSIVAS BÁSICAS	GABROS E DIABÁSIOS	-
-	ROCHAS SEDIMENTARES	SILTITOS, FOLHELHOS E JASPILITOS	-
1600-1800	ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS-INTERMEDIÁRIAS	ANDESITOS, RIOLITOS, DACITOS, TUFOS, DIORITOS	
> 2000	ROCHAS METASSEDIMENTARES	QUARTZITO, CLORITA-XISTO, METABASITOS	
> 2000	COMPLEXO CRISTALINO	KINZIGITOS, ANFIBOLITOS, DIORITOS, GNAISSES, GRANULITOS	FALHA TRANSCORRENTE NE-SE ATIVA ATÉ CENOZÓI

SUB-PROVÍNCIA RIO NEGRO

± 500	VULCANISMO TRAÍRA	RIOLITOS, RIODACITOS, DACITOS ANDESITOS, INGNIBRITOS	
1400-1600	GRANITO TIQUIÉ	BIOTITA-GRANITO, AEGIRINA-GRANITO	
-	GRUPO RORAIMA E TUNUÍ	ARENITOS, CONGLOMERADOS, ARCÓSEOS, FOLHELHOS, FILITOS	DOBRAS COM EIXO N-S E NNW
> 1640	COMPLEXO CRISTALINO	BIOTITA-GRANITÓIDES, ANFIBOLITOS E METABASITOS	LINEAMENTOS NE, ENE E POUCOS PARA NW

Figura 6b -Características lito-estruturais da Província Rio Branco segundo Amaral, 1984

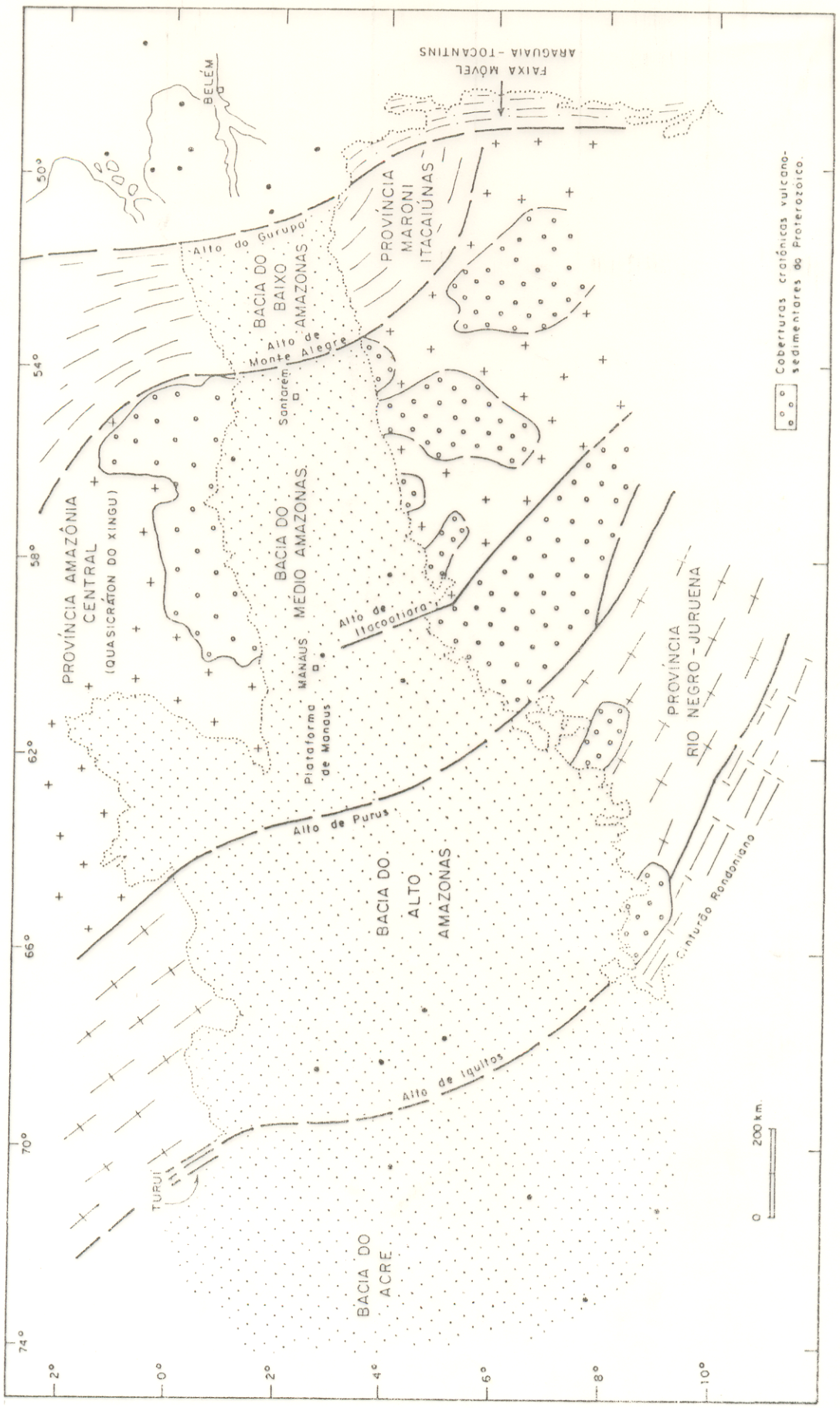


Figura 7 – Mapa Geológico - Geotectônico da Região Amazônica. Segundo Cordani et al. (1983).



Figura 8 – Cinturões de alto grau da Amazônia, destacando-se os Cinturões Madeira e Baixo Amazonas (Hasui et al. 1984).

através de cinturões de rochas de alto grau metamórfico, caracterizados por anomalias gravimétricas lineares e por domínios magnéticos fortemente perturbados. No interior dos blocos comparecem granitóides e seqüências supracrustais tipo "greenstone belts". Quadros semelhantes têm sido descritos em outras regiões do Brasil (Haralyi e Hasui, 1982; Hasui e Haralyi, 1985, Costa, 1985; entre outros).

As investigações mais recentes na região leste-sudeste do Estado do Pará (DOCEGEO, 1988; Costa et al., no prelo; Araújo e Maia, 1990) confirmam o esboço tectônico proposto por Hasui et al.(1984). Nessa região, o bloco Araguacema é caracterizado internamente pelo terreno granito-"greenstone" do sul do Estado do Pará e seus limites norte e sul são representados pelos cinturões Itacaiunas e Alto Tapajós, respectivamente. Seu limite leste corresponde ao Cinturão Araguaia (Hasui e Costa, 1990). O desenvolvimento desse arranjo tectônico é atribuído ao final do Arqueano, de acordo com as informações geocronológicas disponíveis (Machado et al., 1988, Renne et al., 1988; Dall'Agnol et al., 1984).

Constata-se, portanto, que avanços expressivos foram conseguidos a cerca da geologia do embasamento, permitindo que se visualizassem as linhas estruturais mestras do arcabouço tectônico da Região Amazônica. Por outro lado, o entendimento da instalação das coberturas proterozóicas e colocação dos granitos anorogênicos ainda é precário, mas já se destacam os trabalhos desenvolvidos recentemente por Pinheiro et al., (1989) e Costa et al., (no prelo).

Pinheiro et al., op cit, mostraram que a bacia que acolheu o Supergrupo Roraima está ligada a um evento distensivo de direção geral N-S, responsável pelo desenvolvimento de



Figura 9 - Compartimentação tectônica da Região Amazônica. Hasui et al (1984).

falhas normais E-W e falhas de transferência submeridianas. A este evento relacionam-se também a deposição de rochas vulcânicas do Grupo Surumu e a colocação de corpos graníticos tipo Parguaza e outros. Demonstraram também que a Bacia Roraima experimentou inversão fraca a partir da reativação das falhas normais em cavalgamentos, com as falhas de transferência funcionando como rampas laterais. Nas adjacências das falhas E-W, os pacotes rochosos do Supergrupo Roraima desenham dobras centimétricas a quilométricas, mas, em direção ao centro da bacia, não há registro de deformação acentuada e nesse local as relações estratigráficas iniciais estão bem preservadas.

No contexto da Amazônia Oriental, Costa et al., (no prelo) interpretam os produtos litológicos do Proterozóico Médio (coberturas vulcânicas e sedimentares e corpos graníticos) como vinculados a um eixo extensional NE-SW, que gerou falhas normais WNW-ESE e NW-SE, e falhas de transferência NE-SW. Sugeriram a existência de várias estruturas tipo hemigraben, além de uma estrutura simétrica na região da Serra do Cachimbo, mas não apontaram a presença de estruturas de inversão (fig.10). No entanto, a julgar pelas informações divulgadas por Silva et al., (1974) e Leal et al., (1978), constata-se que as estruturas extensionais experimentaram compressão incipiente, em particular na região do Graben do Cachimbo, onde há registros de amplas dobras nas adjacências das falhas mestras, orientadas na direção NW-SE.

Em síntese, verifica-se que a evolução pré-cambriana da Região Amazônica pode ser entendida através de dois eventos principais: o mais antigo promoveu a organização dos terrenos granito-"greenstone" e dos cinturões de alto grau metamórfico; o segundo proporcionou a edificação de várias bacias no

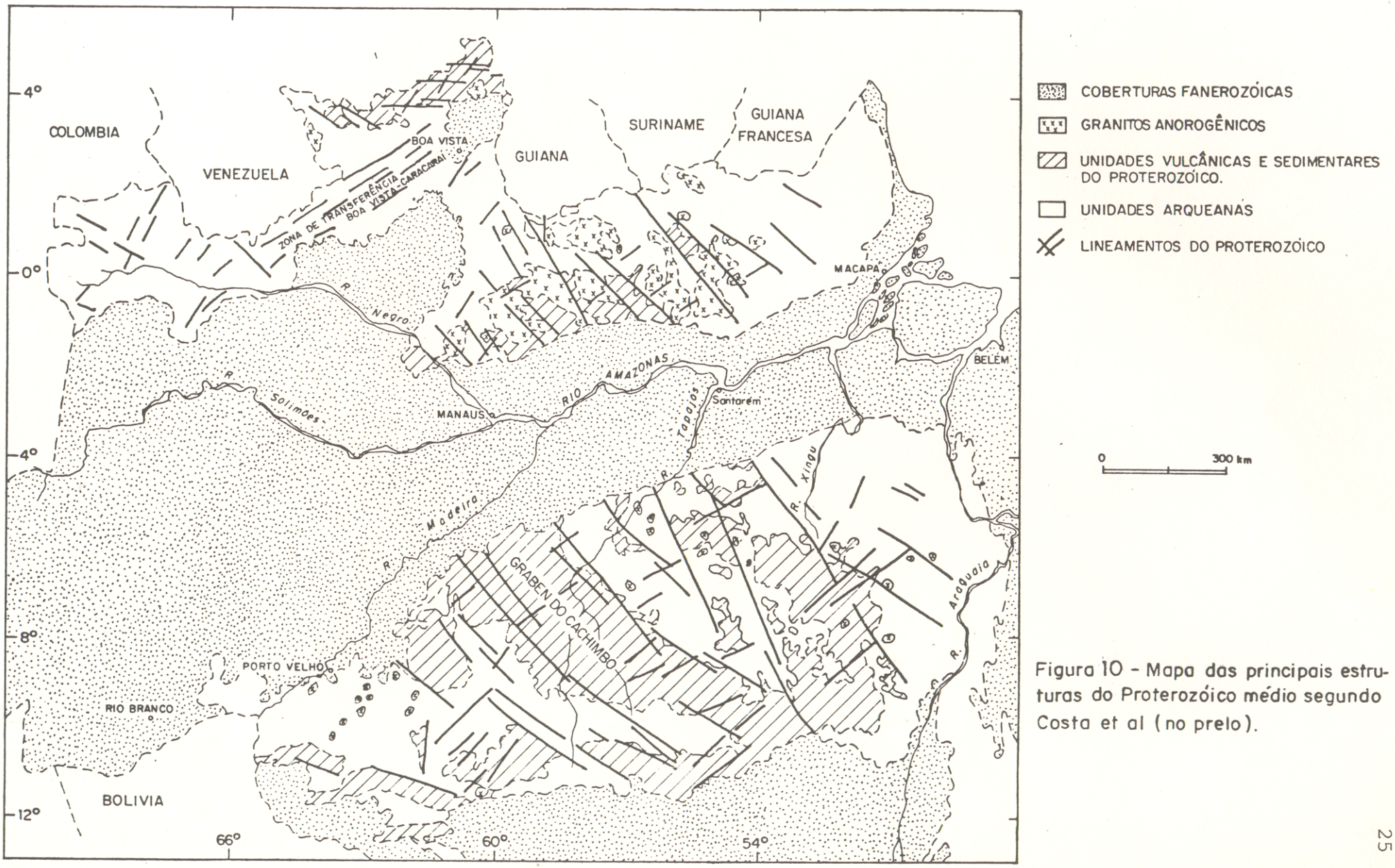


Figura 10 - Mapa das principais estruturas do Proterozóico médio segundo Costa et al (no prelo).

Proterozóico Médio que foram submetidas a inversão positiva na evolução do Proterozóico Superior. Como se verá adiante, as linhas estruturais mestras estabelecidas controlaram fortemente a arquitetura geral da Bacia do Amazonas no Paleozóico e as estruturas geradas no Mesozóico e Cenozóico.

4 - ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO AMAZONAS

4.1. As Sequências Deposicionais

O pacote de rochas sedimentares depositado na Bacia do Amazonas desde o Ordoviciano até o recente atinge espessuras da ordem de 5 km.

De acordo com Ghignone e Northfleet (1971) as unidades lito-estratigráficas podem ser genericamente subdivididas em I,II,III,IV e V, correspondendo respectivamente às seguintes sequências: Ordoviciana-Siluriana, Devoniana-Carbonífero Inferior, Carbonífero Superior-Permiano, Cretáceo e Terciária. Neste trabalho, as unidades IV e V serão agrupadas sob a denominação Cretáceo/Terciário, devido à dificuldade em separá-las. Tais sequências serão descritas, resumidamente, a seguir.

Sequência Ordoviciana-Siluriana

Essa sequência, que corresponde ao Grupo Trombetas, é constituida essencialmente por arenitos brancos de granulometria fina a média, bem selecionados, com estratificações horizontais e, frequentemente, bioturbados, gradando, em direção ao topo, para folhelhos pretos com graptólitos. Na parte superior da seção ocorrem arenitos intercalados com folhelhos e siltitos (Andrade et al., 1971). Sua espessura máxima é da ordem de 800m (fig.11).

Caputo (1984), conservando a denominação de Grupo Trombetas, subdivide esta unidade, da base para o topo, nas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru. Em

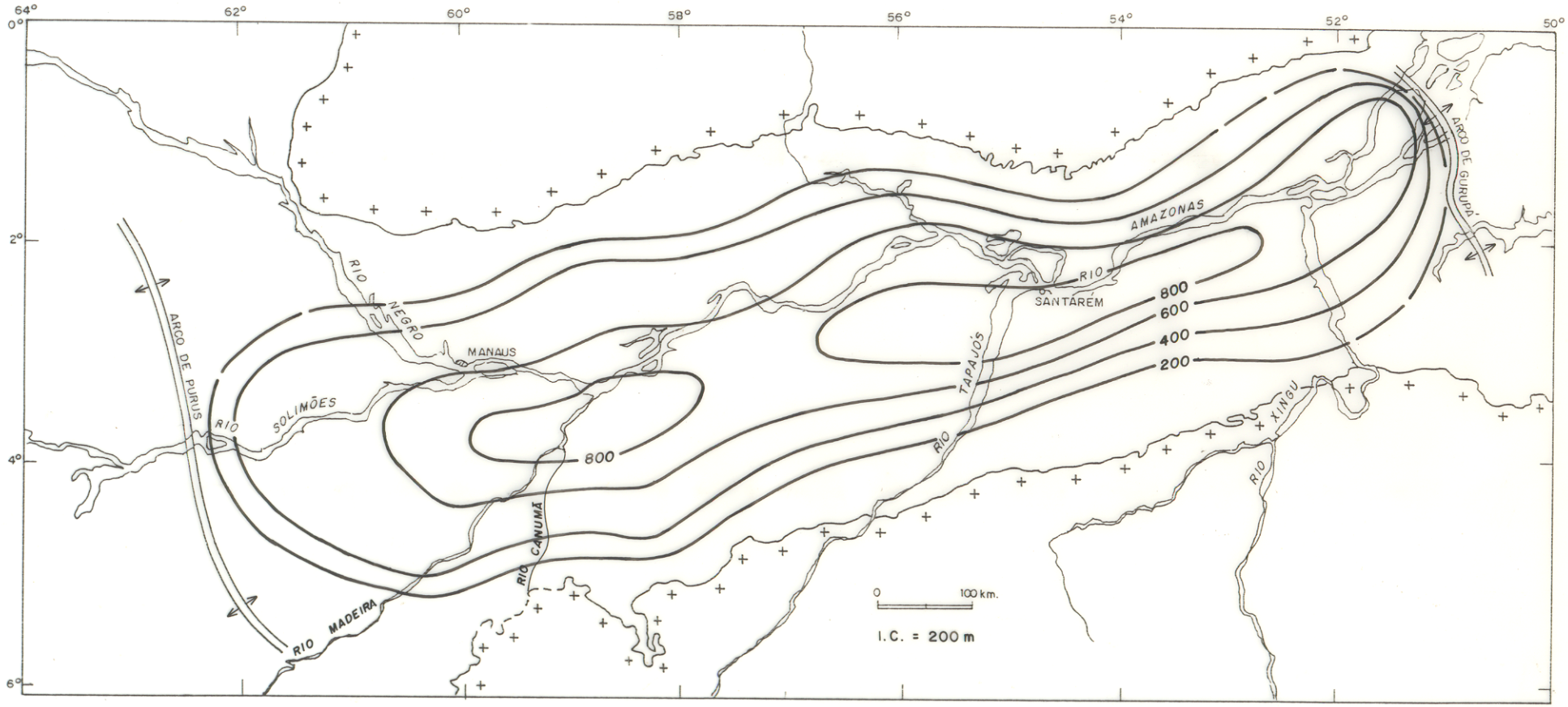


Fig.11 - Mapa de Isópacas da Sequência do Ordoviciano-Siluriano

termos de ambientes deposicionais, registram-se o fluvial na base, passando a litorâneo e costeiro (Fm.Autás-Mirim e Nhamundá), marinho (Fm.Pitinga) e deltáico litorâneo (Fm. Manacapuru), constituindo o primeiro ciclo deposicional da bacia. As formações Autás-Mirim e Nhamundá não afloram, e são identificadas apenas através de dados de poços.

Sequência Devoniana-Carbonifera Inferior

Essa sequência compreende as formações Maecuru, Ererê,Curuá e Faro. Inclui na sua constituição, predominantemente, clásticos finos atingindo espessuras de até 1600m (fig.12) e caracteriza o 2º ciclo transgressivo-regressivo. A fase transgressiva é representada pelas formações Maecuru e Ererê e pelo Membro Barreirinha da Formação Curuá, que marca o ápice da transgressão marinha, através dos folhelhos pretos, físseis, radioativos(na sua seção mais basal) e com elevado teor de matéria orgânica (8,8%), segundo Miura et al., (1983)

Na deposição dos clásticos do Membro Curiri e Oriximiná, da Formação Curuá, há registro de uma glaciação (Caputo, 1984) que marca o início da fase regressiva, culminando com a instalação de arenitos brancos, hialinos, finos a grosseiros (Fm. Faro) e de algumas camadas de folhelho cinza escuro a preto, piritoso e com espessura de até 50m, para as quais está sendo proposto o nome de Formação Belterra pelo Grupo de Trabalho da Petrobrás. Este intervalo, devido à erosão, é restrito à área mais central, a calha da bacia.

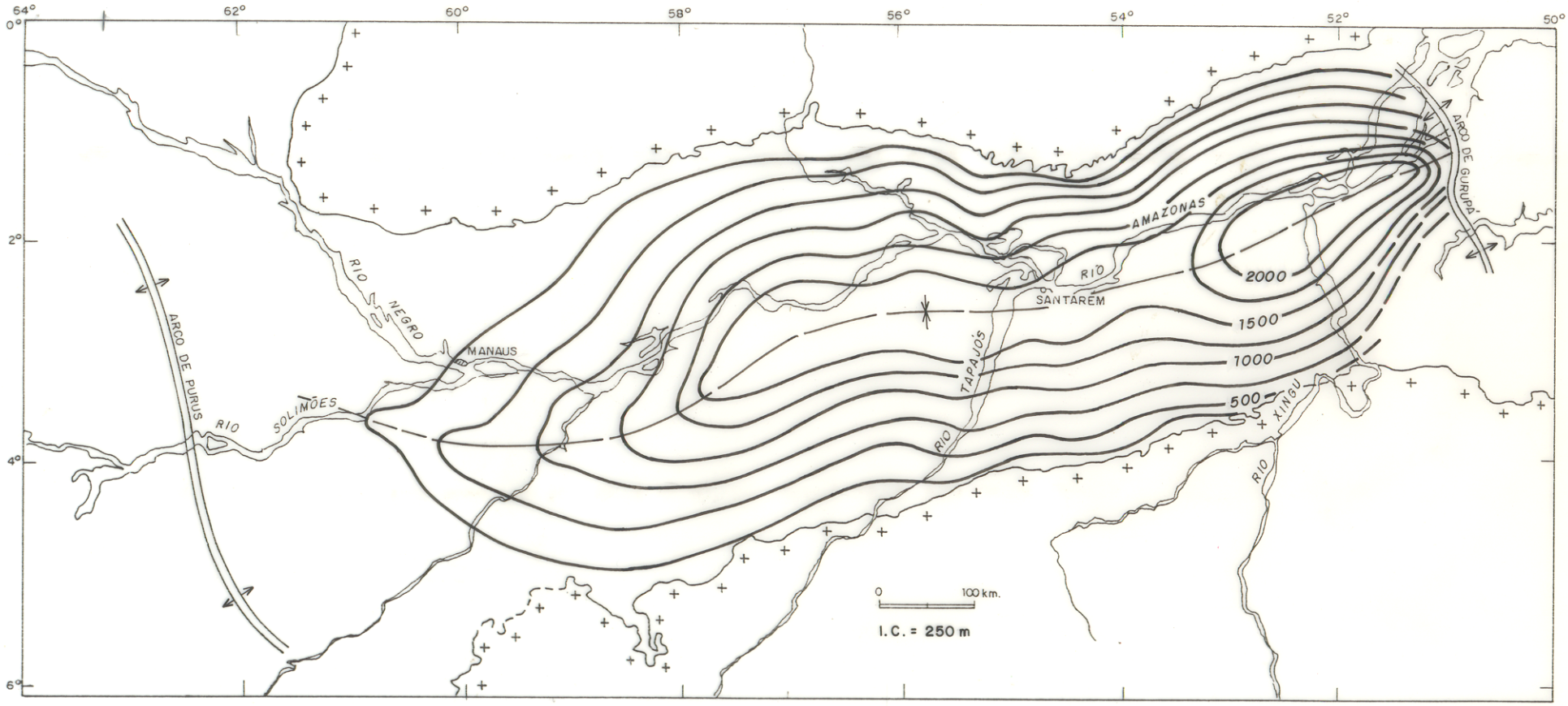


Fig. 12 - Mapa de Isópacas da **Sequência do Devoniano/Eo-Carbonífero (Total).**

Sequência Carbonífero Superior-Permiano

Os sedimentos deste ciclo caracterizam a terceira e última transgressão/regressão marinha ocorrida na bacia, depositando aproximadamente 1500 m de sedimentos (fig.13), vinculados às formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

Os sedimentos basais são essencialmente arenitos, com ocasionais intercalações de folhelhos cinza e carbonatos, caracterizando um ambiente flúvio-eólico, passando para lagunar e marinho raso da Formação Monte Alegre.

A retração dos mares e o ambiente de baixa energia reinante na bacia, propiciaram a deposição de carbonatos e sulfatos da Formação Itaituba. Onde se formaram bacias isoladas, foi possível a deposição de sais de cloreto de sódio, e mais restritamente, cloreto de potássio, da Formação Nova Olinda.

A fase regressiva é marcada pela porção superior da Formação Nova Olinda e pela Formação Andirá (Petri e Fúlfaro, 1981), que são arenitos e siltitos castanho avermelhados e esverdeados com alguns níveis de calcários e três marcantes camadas de anidrita, próximo ao topo da última unidade. Na maior parte da bacia, essas anidritas e a porção superior da Formação Andirá foram erodidas, devido ao levantamento geral ocorrido no Gondwana, quando do fechamento do Oceano Iapetus conforme será discutido adiante. Parte da erosão também pode ter sido provocada devido ao soerguimento causado pela intrusão das soleiras de diabásio.

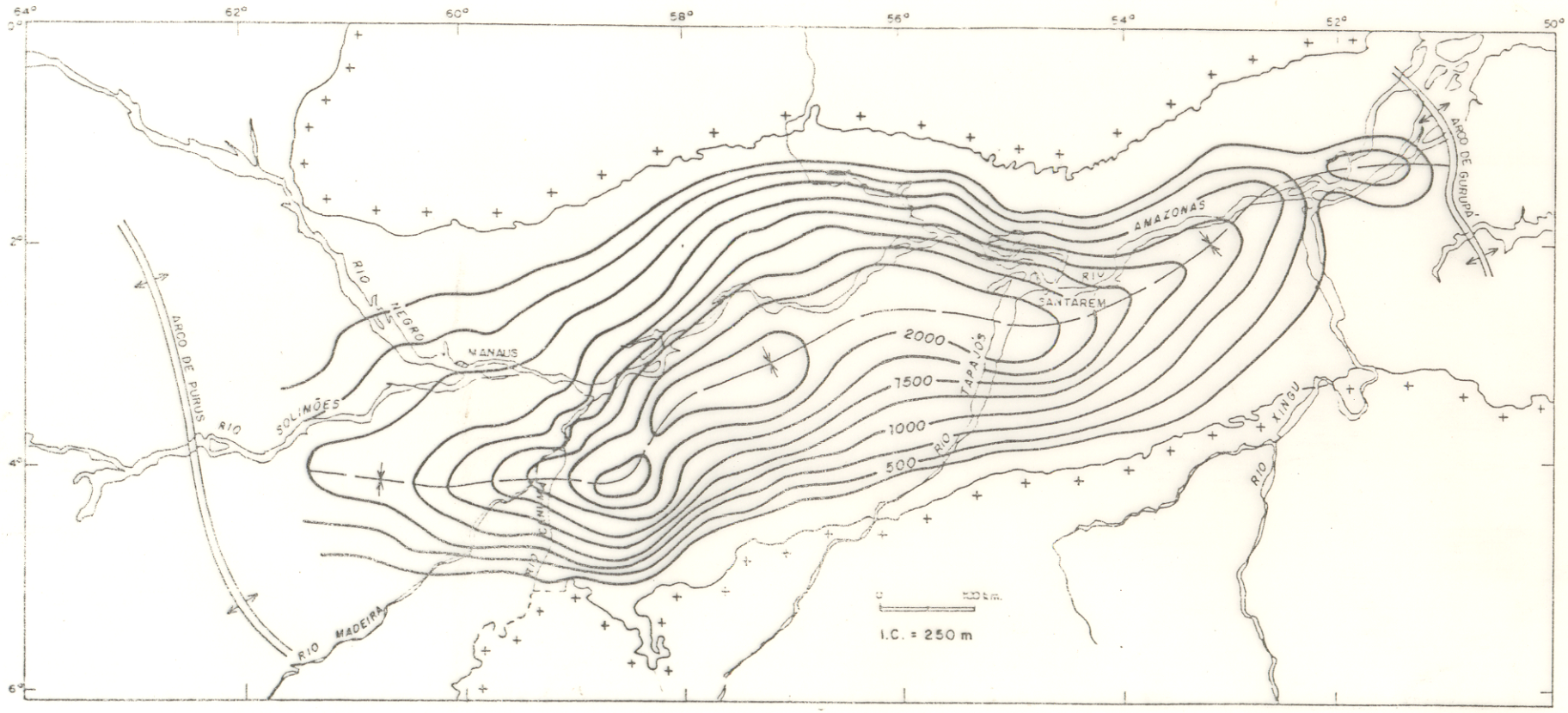


Fig.13 - **Mapa de Isópacas da Sequência do Permo - Carbonífero.**

Sequência Cretáceo-Terciária

Essa seqüência compreende essencialmente produtos de origem fluvial, caracterizados por arenitos grosseiros a médios,subangulosos e com raros níveis de folhelhos vermelhos. Localmente, sustentam serras com 180m de altura, a exemplo das serras do Ererê, da Lua e Paituna, situadas a noroeste da cidade de Monte Alegre. No poço Almeirim nº01, foram perfurados 1200m de sedimentos dessa unidade (fig.14), correspondendo a sua espessura máxima definida até o momento.

Os sedimentos dessa formação são muito pobres em fósseis, dificultando, sobremaneira, o seu posicionamento cronoestratigráfico. No entanto, Price (1961) apud Aires (1985), recuperou um dente de dinossauro no poço Nova Olinda Nº01 e datou-o como sendo do Cretáceo Superior.

A datação de Price (op cit) é válida para a região próxima de Manaus. No entanto, no baixo Rio Amazonas e Rio Xingu, foi mapeado um refletor sísmico contínuo, dentro dessa formação, o qual não foi possível ser reconhecido em poço, devido a impossibilidade de detecção de alguma feição notável que pudesse representá-lo. Caputo et al. (1983) propõem a denominação de Almeirim para o pacote superior ao refletor sísmico, considerando-o como sendo de idade terciária, enquanto que o pacote inferior foi correlacionado àquele datado na região de Manaus.

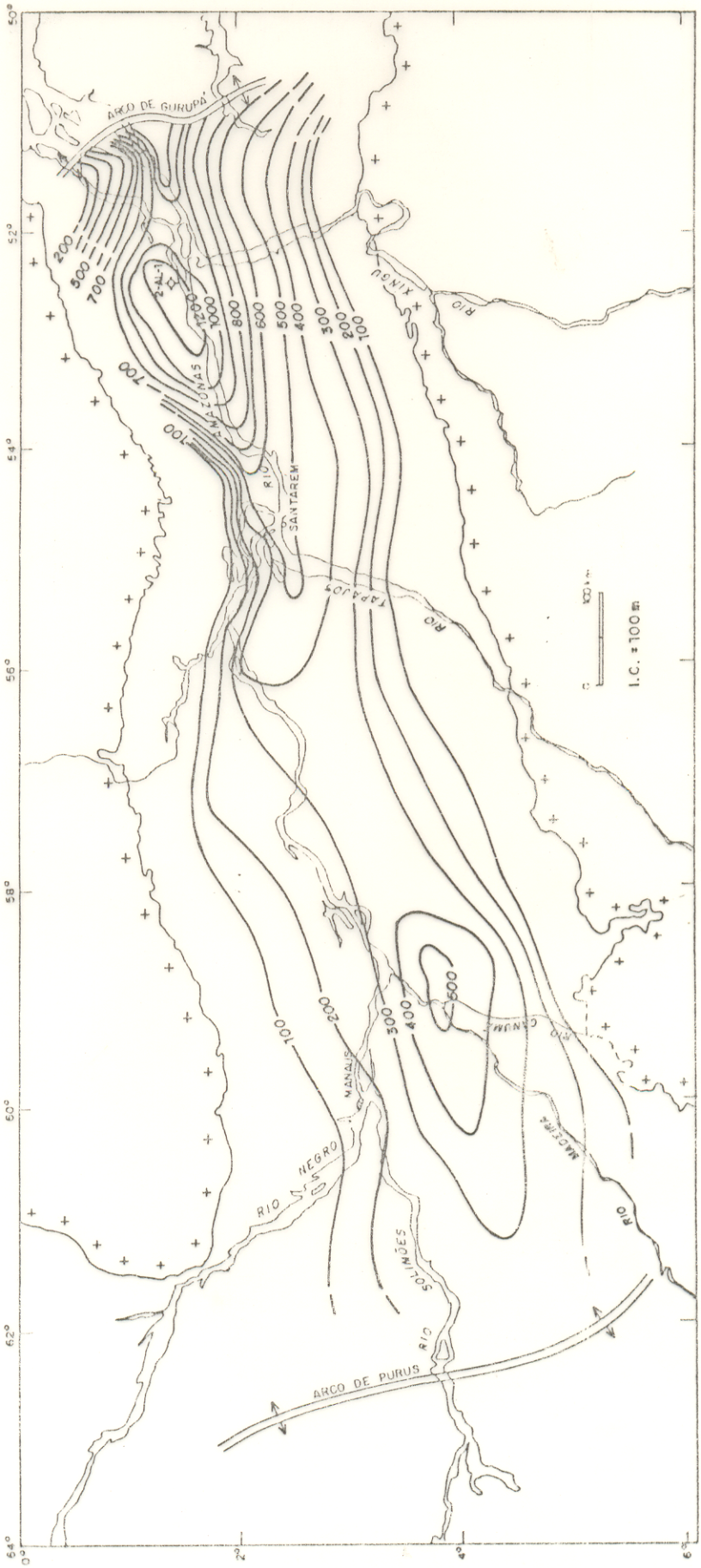


Fig. 14 – **Mapa de Isópacas da Sequência do Cretáceo e Terciário.**

4.2 - Rochas Ígneas

Os corpos de diabásio, presentes entre os sedimentos paleozóicos, são constituídos essencialmente de plagioclásio, piroxênios, quartzo,opacos, biotita e hornblenda. Apresentam textura sub-ofítica dominante, (fig.15) e foram reunidos sob a denominação Episódio Penatecaua (Issler et al. 1974)

Com base no mapa de somatória das espessuras das soleiras, foi calculado em 90.000 km3 o volume de diabásio permeado na Bacia do Amazonas. A espessura máxima atingida de diabásio foi de 915m no poço Tucumã Nº01, situado na região mediana entre os rios Tapajós e Xingu.

No mapa de isólitas de diabásio total (fig.16), nos trechos compreendidos entre as cidades de Parintins e Maués, e entre o poço JC-1 e o Arco de Gurupá, verifica-se que o eixo de maior espessura tem orientação NE-SW. Os demais segmentos, que compreendem as áreas entre o rio Tapajós e a cidade de Parintins, e a cidade de Nova Olinda e a confluência dos rios Purus e Amazonas, têm orientações, aproximadamente leste-oeste. Juntos, os quatro segmentos desenham a estrutura conhecida como **dog leg.**

No mapa de isólita de diabásio, dentro da Sequência Permo-Carbonífera (fig.17), a feição **dog leg** é bem mais evidente. Dentro dessa sequência ocorre a maior quantidade de diabásio perfurado na bacia, com volume de 65% do total e espessura máxima de 756m, no poço Tucumã Nº01. Nesse mapa, além da forma de **dog leg** do seu eixo, dois fatos merecem ser destacados: a diminuição das isólitas para leste e oeste respectivamente, na direção dos Arcos de Gurupá e Purus além de um ligeiro afinamento na mesopotâmia dos rios Madeira e Canumã.



Figura 15 – Fotomicrografia do diabásio do poço 1-SP-1-PA. Notar a textura sub-ofítica com cristais euédricos ripiformes de plagioclásio e cristais de piroxênio moldando-se nos espaços inter-feldspatos. Aumento 24 X. NX.

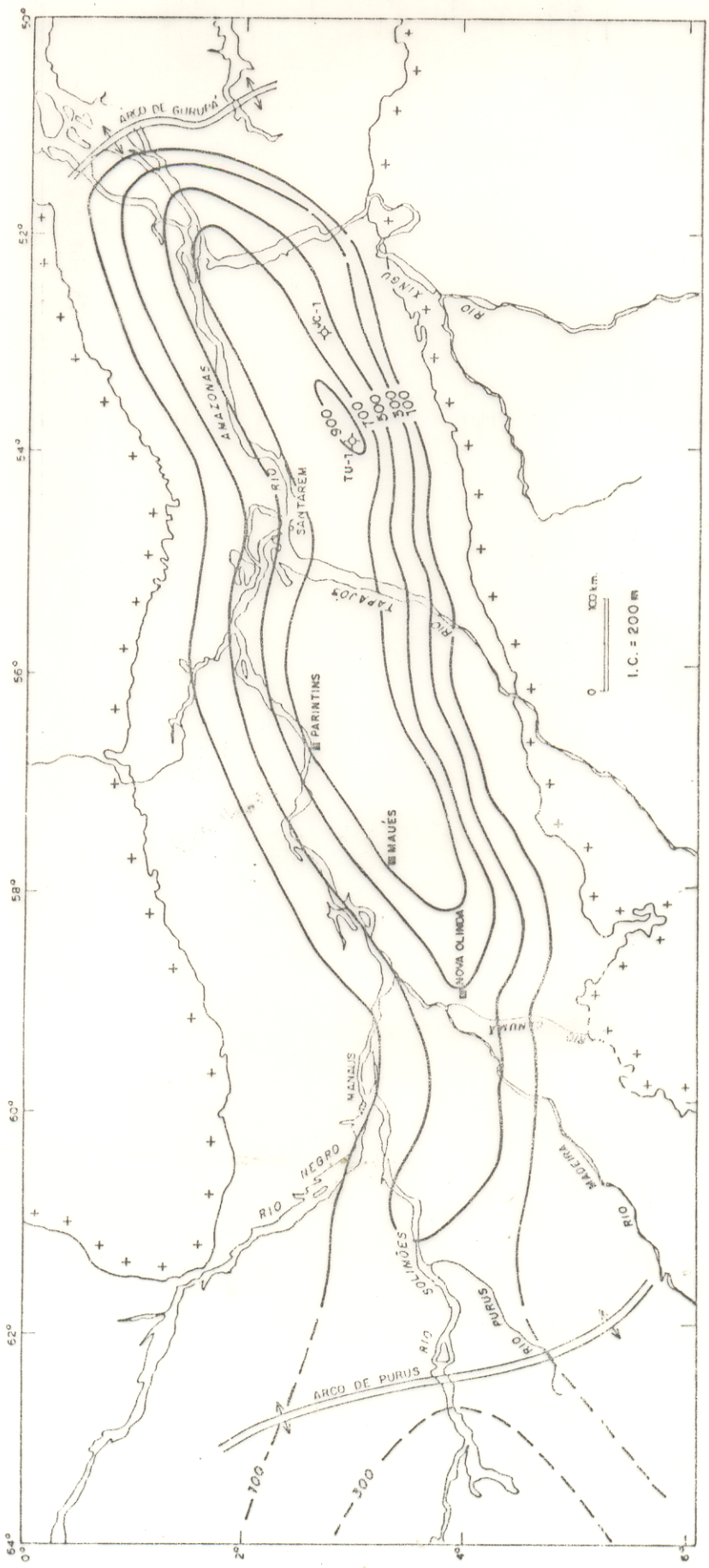


Fig. 16 – Mapa de Isólitas de Diabásio (total).

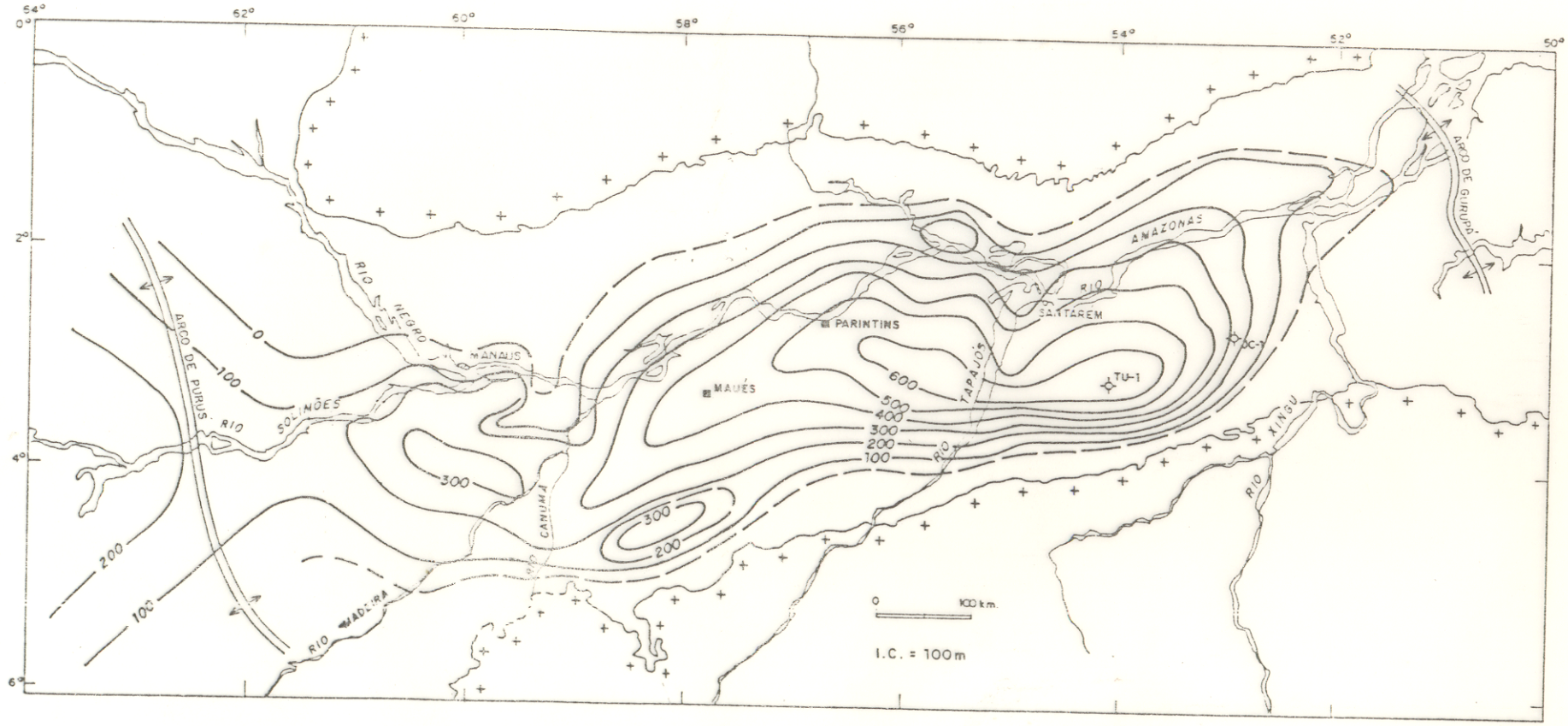


Fig. 17 - Mapa de Isólitas de Diabásio na sequência Permo - Carbonífera.

Com base no mapa de feições geotectônicas, na área entre o Rio Xingu e o Arco de Gurupá (Carneiro e Jucá, 1985), pode-se ver, claramente, que a diminuição dos valores das curvas próximo ao Rio Xingu é devido ao Alto de Uricuricaia-Caxiuanã (fig.18). Esse alto é limitado por falhas com direção NW-SE, as quais se prolongam até o embasamento da bacia. A quase ausência de diabásio nesse Alto é atribuida à erosão dos sedimentos Permo-Carboníferos, entre o final do Jurássico e o Cretáceo Superior.

No Arco de Gurupá, a ausência de diabásio é devido à erosão de toda sequência paleozóica, posto que, no ápice do arco, os clásticos da Formação Alter do Chão repousam discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano da Bacia do Amazonas, e, dentro do Graben do Marajó, sobre sedimentos paleozóicos.

Na mesopotâmia dos rios Madeira e Canumã, nota-se uma pequena diminuição nos valores das isólitas de diabásio, denotando, mais uma vez, o controle estrutural na colocação dos diabásios, ou seja, nesta região havia um alto interno na bacia. Esse alto interno fica bem evidenciado no mapa da figura 18 que mostra a morfologia da bacia no eo-Permiano, anterior à entrada dos corpos básicos.

O controle tectônico da intrusão de diabásio é observado em várias bacias. Francis (1982), estudando as feições ígneas no norte da Inglaterra, demonstrou que quando o diabásio ainda está fluido, ele migra mergulho abaixo, por gravidade, para o depocentro estrutural e, caso haja alguma mudança litológica e/ou estrutural, ele procura o caminho mais fácil para continuar o seu fluxo em direção à calha estrutural (fig.19).

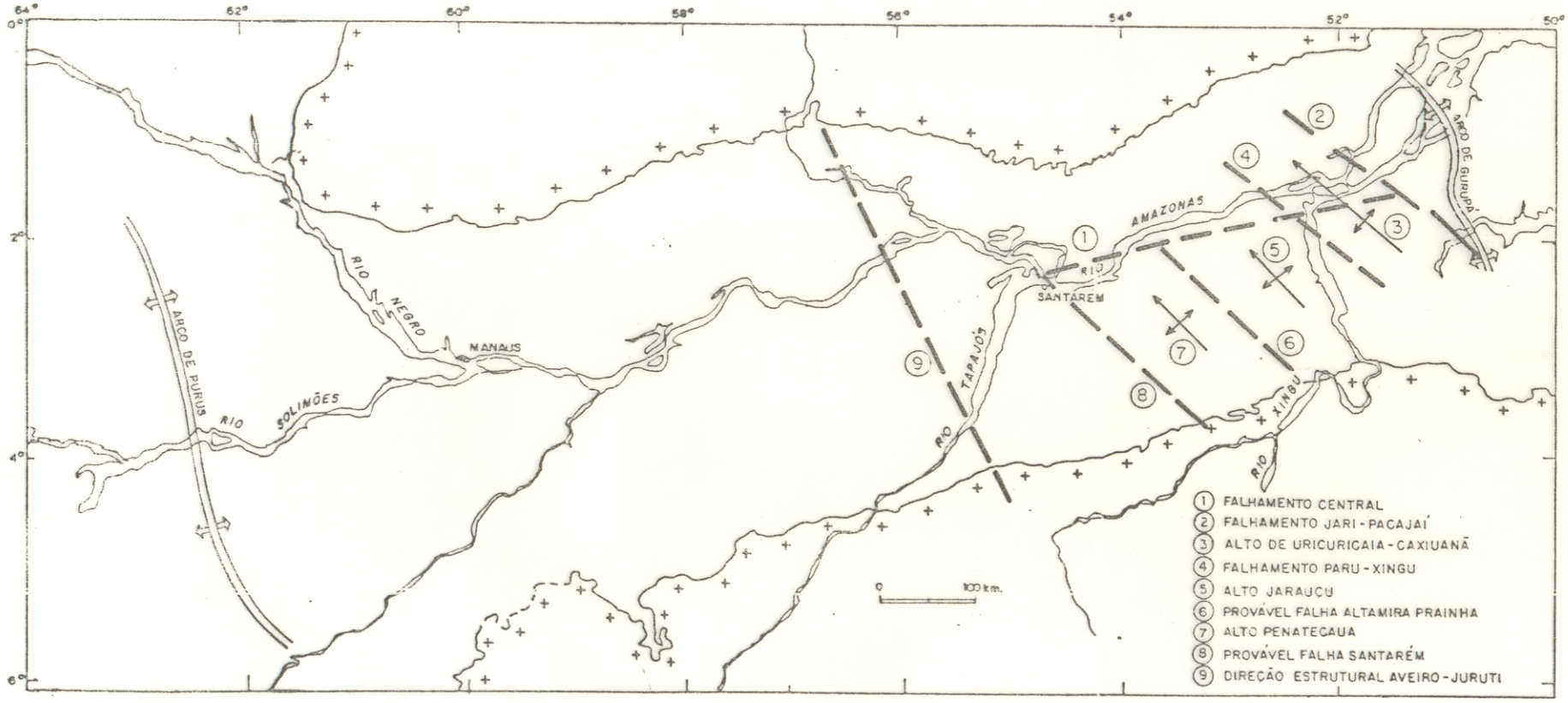


Figura 18 – Feições estruturais da Bacia do Amazonas segundo Carneiro e Juca (1985).

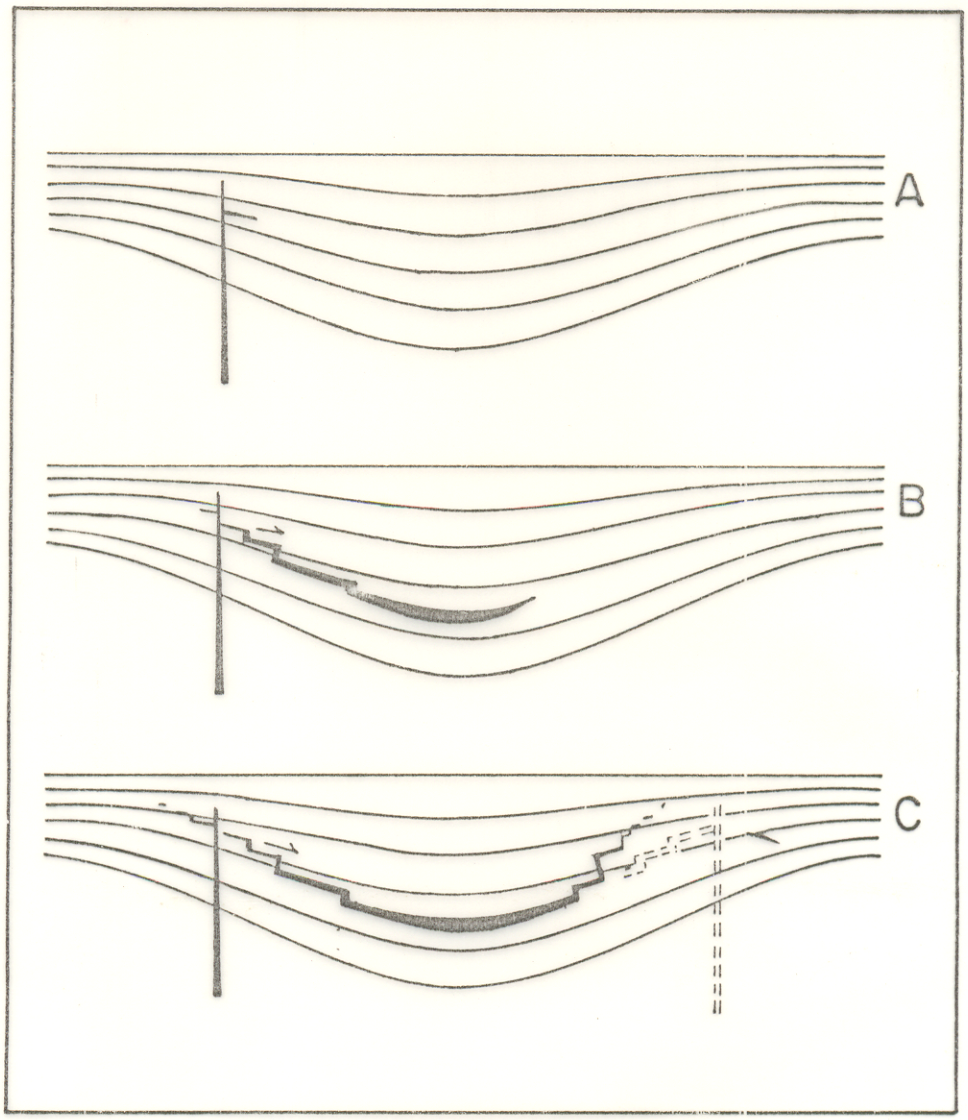


Figura 19 - Diagrama ilustrando o mecanismo de intrusão de uma soleira de diabásio.

A - Intrusão de um dique sem atingir a superfície.

B - Intrusão lateral fluindo "down dip" e acumulando no depocentro da bacia.

C - Para alcançar o equilíbrio hidrostático, o magma ascende através do acamamento e fraturas a partir do centro para a borda. (Francis, 1982).

A análise microtectônica das soleiras de diabásio nas bacias do Acre, Solimões e Amazonas, realizadas por Trouw (1983), revelou que existe deformação em estado sólido, causando extinção ondulante, claramente visível nos plagioclásios que preenchem as fraturas dos poços BT-1 (Bacia do Acre), FB-1 e JA-1 (Bacia do Solimões) e o CS-2 (no Arco de Purus). No entanto, nenhuma amostra com evidência de extinção ondulante foi até o momento encontrada na Bacia do Amazonas, que possa claramente evidenciar uma tectônica compressiva pós-diabásio.

Nos poços estudados na Bacia do Amazonas, são bastante evidentes os veios das soleiras de diabásio preenchidos por carbonatos e feldspatos, sem, no entanto, mostrar extinção ondulante. No poço 9-FZ-28-Am, por exemplo, ao se analisar um testemunho, constatou-se a presença de uma brecha de falha cuja espessura é de aproximadamente 1 metro, e as estruturas na zona brechada, tanto macro quanto microscopicamente, são indicativas de regime extensional (fig.20)

4.2.1 - Geocronologia das Rochas Ígneas

A atividade magmática sob a forma de soleiras, diques e stocks, atingiu indistintamente as Províncias Rio Branco, Tapajós e a Bacia do Amazonas, desde o Proterozóico até o Fanerozóico.

Na Bacia do Amazonas, o magmatismo processou-se nos três últimos picos de atividade ígnea, dos doze identificados por Aires (1983), que correspondem a 210, 180 e 150 M.a.. É

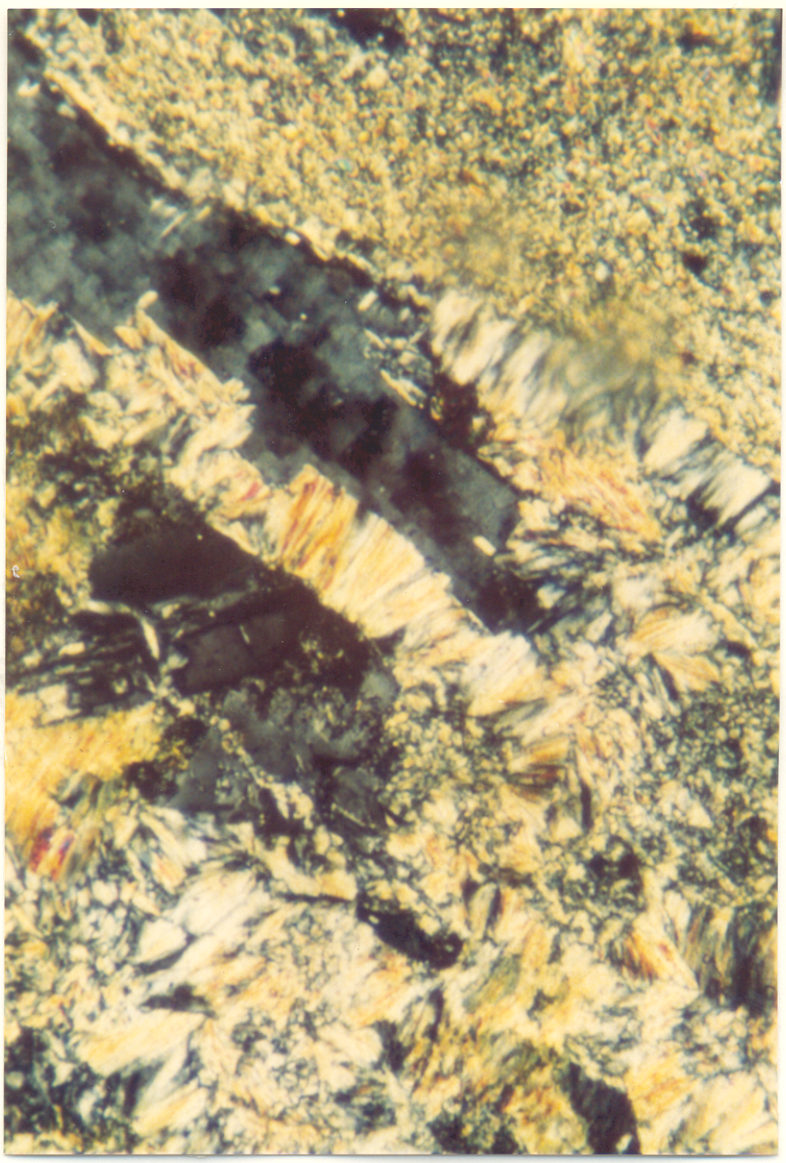


Figura 20 - Detalhe da brecha do poço 9-FZ-28-AM. Cristais de anidrita (cinza) contornados por agregados de cristais criptocristalinos de clorita e biotita (?) dispostos perpendicularmente. Este mesmo aspecto é observado em relação à matriz. Esse tipo de estrutura indica crescimento em fratura aberta. Aumento 240 X. NX.

oportuno ressaltar que esses picos estão registrados também fora dos limites da bacia (fig.21). Em termos geográficos, pode-se identificar ocorrências desse magmatismo na folha NA19 (Pico da Neblina), na folha NA/NB 20 (Boa Vista), na República da Guiana, denominado Episódio Takutu; nas folhas NA21 (Tumucumaque) e NA´NB 22 (Macapá), recebe o nome de Cassiporé (Lima et al.,1974); na folha SA 21 (Santarém), SA 22 Belém e SB 21 (Tapajós) é denominado Episódio Penatecaua (Issler et al. ,1974).

Com base nas datações das rochas básicas da Bacia do Amazonas, Thomaz Filho et al. (1974) definiram um ciclo de atividade ígnea no permo-triássico, associando-o à abertura do Atlântico Sul.

A distribuição temporal dos diabásios nos sedimentos da bacia não tem uma relação definida em termos de idade versus profundidade, uma vez que nos poços onde foram datadas mais de uma soleira, não há uma variação progressiva de idade com a profundidade, como se pode observar nos poços Andirá nº 01 e Riacho Castanho Mirim nº 01 (fig.22). Admite-se que, durante a colocação das soleiras, devido a barreiras de migração, a superfície hidrotática seria muito irregular, facilitando a percolação em níveis diferentes, durante o mesmo intervalo de tempo.

Supõem-se que esses diabásios devam estar relacionados a um mesmo evento gerador de magma, provocado pelo afinamento da litosfera, no Juro-Triássico, antecedendo a abertura do Atlântico Norte e Equatorial. Com o afinamento da litosfera ocorre a subida da isoterma e fusão parcial dos materiais mais voláteis do manto astenosférico (Keen, 1987). Como toda fusão não migrou imediatamente, tendo em vista a

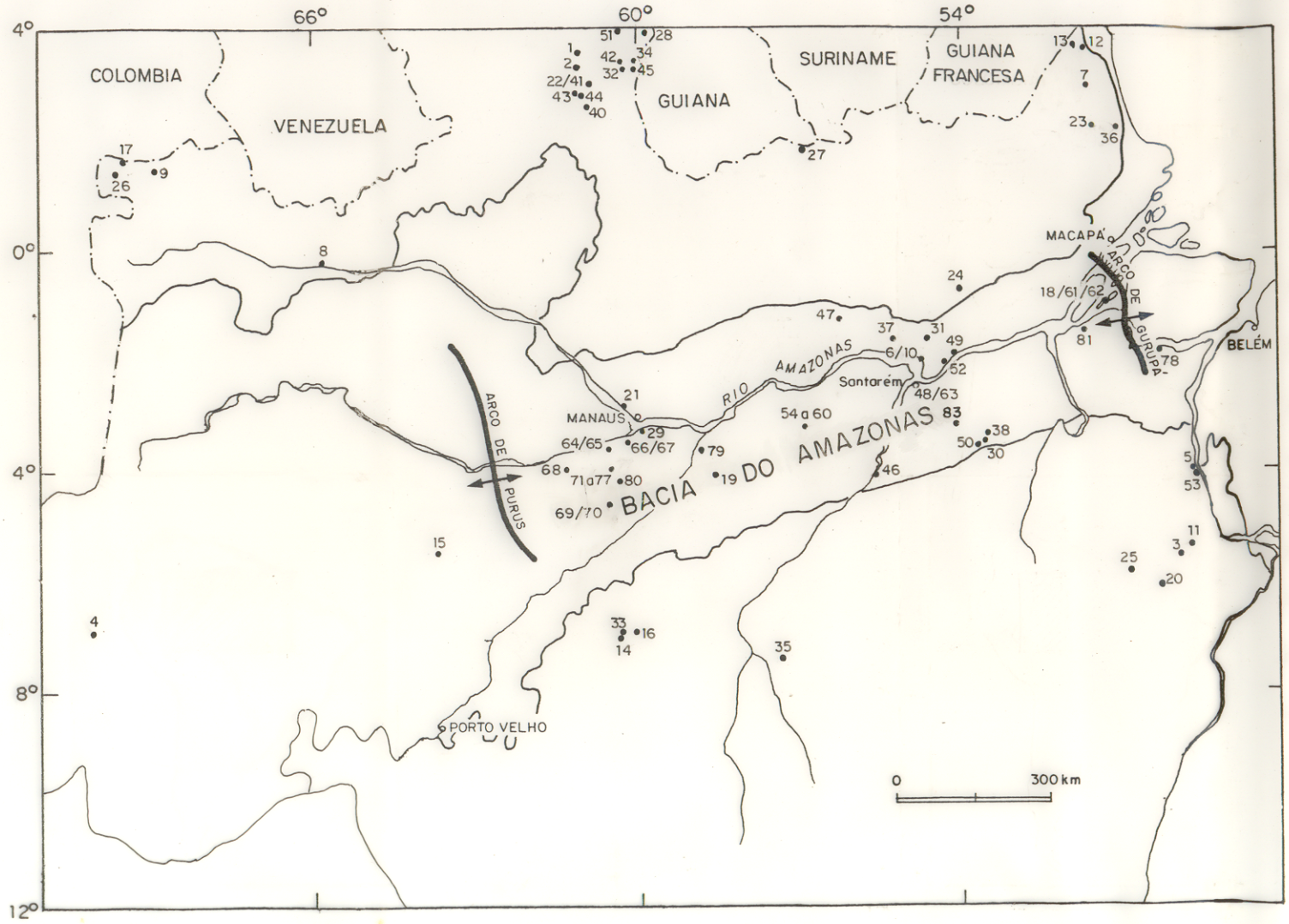


Figura 21 - Mapa de localização das datações geocronológicas. (total de 80 datações).

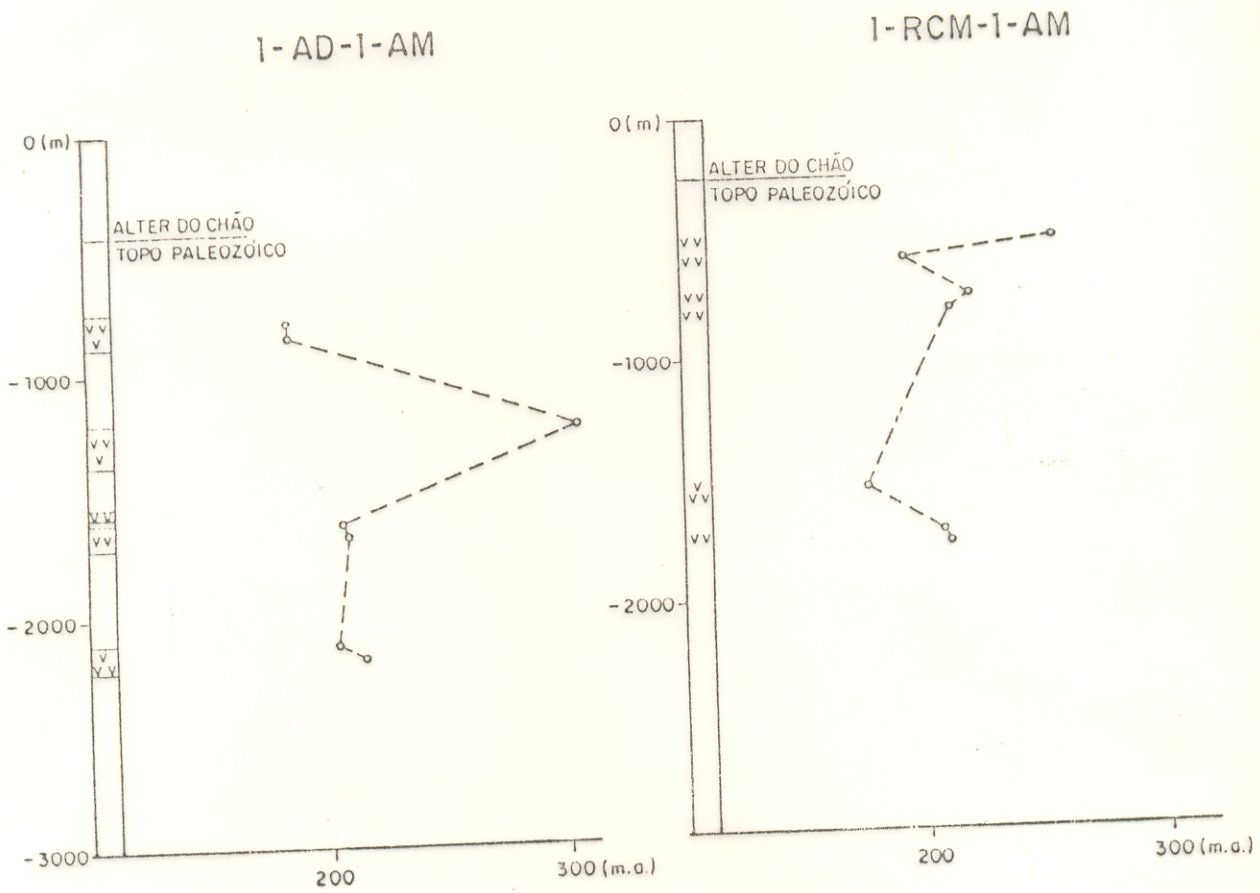


Figura 22 - Gráfico mostrando as datações radiométricas K/Ar em diabásios com relação a profundidade, para os poços 1-AD-1-AM e 1-RCM-1-AM.

existência de soleiras com 305 m.a. (1-AD-1-PA) e 137 m.a. (1-MA-1-PA), os sedimentos da bacia podem ter experimentado soerguimento (fig.23a), provocado pela fusão que se aloja na base da crosta, e que pode ser uma das causas para a erosão dos sedimentos do final do Paleozóico na bacia.

Na Bacia do Amazonas, existe apenas um valor em torno de 125 m.a., que foi encontrado no poço 1-FZ-1-AM (123 m.a.). Essa idade, pode ser explicada por perda de argônio, devido principalmente a quebramento mecânico. Esse fator, pode ser constatado no testemunho do poço Fazendinha nº28, onde, próximo à amostra coletada, ocorre uma brecha de falha. Um outro caso de idade por volta desse mesmo valor supracitado, foi constatado na Bacia do Solimões, na soleira mais superior, só que a mesma foi exposta a erosão, com a consequente perda de argônio. Essa explicação, para a Bacia do Amazonas, especificamente para o poço Fazendinha nº 28, não é compatível, uma vez que a soleira datada está sobreposta por sedimentos paleozóicos e consequentemente, não esteve exposta a erosão.

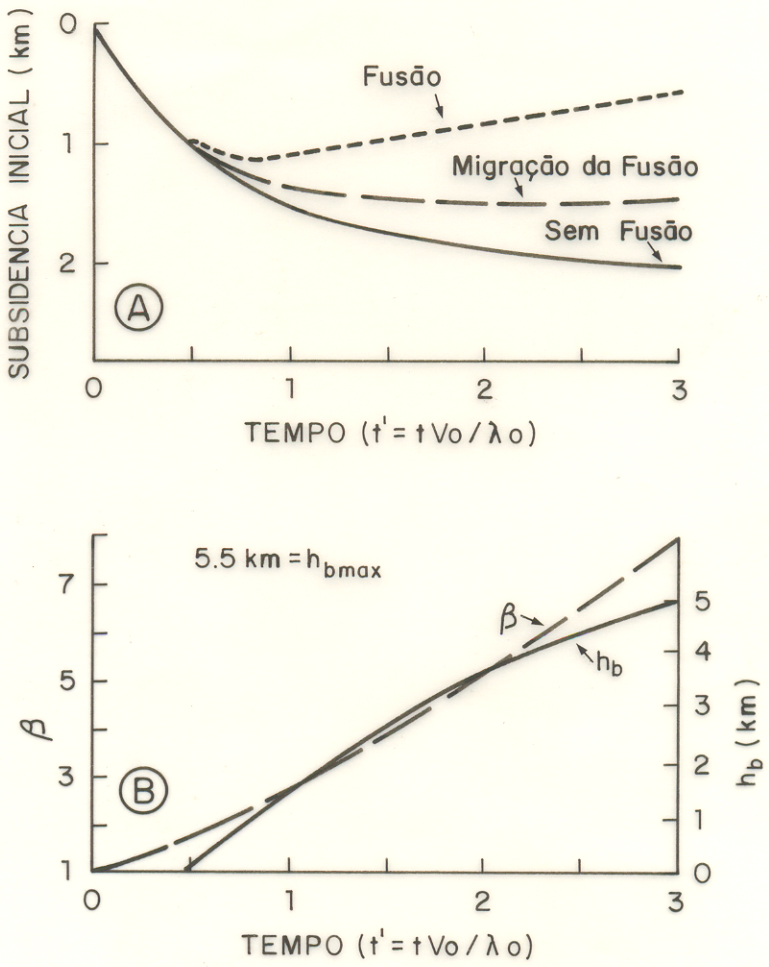


Figura 23 — A — Mostra a subsidência em função do tempo relacionado aos estados de fusão.
B — A ilustração da subsidência de um rifte, β e a quantidade de fusão produzida x tempo para uma taxa constante de extensão (Keen, 1987).

h_b = espessura de uma camada basáltica
V_o = velocidade de abertura do "rifte"
t' = tempo de abertura do "rifte"
β = fator de estiramento crustal
λ_o = largura do "rifte" inicial
t = tempo inicial da abertura do "rifte"

Keen, 1987

5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1.Prováveis Falhas Normais Paleozóicas

Os levantamentos geofísicos e as investigações de superfície realizadas, até o momento, na região, ainda não forneceram bastante subsídios para a definição das descontinuidades mestras que compõem a arquitetura paleozóica da bacia. Apenas na região do poço RL-1, pode-se identificar claramente os falhamentos eo-paleozóicos ENE-WSW, os quais são reativados durante o preenchimento sedimentar (vide fig.39). Por outro lado, a partir das informações obtidas através de mapeamento geológico básico e de perfurações de poços, sabe-se que:

- os principais lineamentos mapeados na bacia têm direção preferencial NE-SW;
- as unidades litológicas do Paleozóico são alongadas na direção NE-SW;
- os eixos dos depocentros das diversas unidades orientam-se na direção NE-SW;
- as unidades litológicas do Paleozóico estão presentes nas bordas norte e sul da bacia, refletindo uma distribuição geográfica simétrica do conteúdo litológico.

Tais fatos sugerem que as prováveis falhas normais mestras têm orientação geral NE-SW e devem compor dois feixes principais nas bordas norte e sul da bacia. Nesse sentido, admite-se a existência de uma bacia extensional, inicialmente tipo graben.

Os lineamentos pré-cambrianos, individualizados a partir da interpretação de dados gravimétricos e

magnetométricos, e que devem ter controlado a forma geométrica da bacia, orientam-se, preferencialmente, na direção NE-SW, compondo os cinturões de alto grau metamórfico Madeira e Baixo Amazonas de Hasui et al., (1984). Conforme será discutido adiante, tais lineamentos devem ter funcionado como zonas de cavalgamento dúcteis no Pré-Cambriano, reponsáveis pela colocação de rochas densas da base da crosta ou do manto litosférico em níveis rasos, promovendo espessamento localizado de crosta abaixo da Bacia do Amazonas. Tal interpretação é corroborada pelas informações sobre a espessura da crosta na região, que indicam valores da ordem de 50 km (Rembarguer, 1984; Santa Rosa e Leite, 1988) e 40 km (Nunn e Aires, 1985) (fig.24, 25 e 26). Nesse sentido, é previsível que a geometria dos prováveis planos de descolamento da bacia tenha sido fortemente influenciada pela postura espacial dos lineamentos antigos. Com outras palavras, as prováveis falhas normais mestras da bacia devem ter evoluido a partir da reativação dos cavalgamentos dúcteis NE-SW, vinculados aos cinturões antigos.

A ausência de dobras, de camadas fortemente basculadas e de discordâncias angulares, nos pacotes rochosos do Paleozóico, sugerem que as prováveis falhas normais foram ativas apenas no estágio inicial da implantaçao da bacia.

As prováveis falhas normais do Paleozóico são indicadas no mapa esquemático da figura 27. Verifica-se que a direção geral é NE-SW, o que será discutido posteriormente.



Figura 24 - Mapa de Espessura Crustal na América do Sul, baseado na dispersão das ondas Rayleigh. A sensibilidade do método é insuficiente para indicar a Bacia do Amazonas. Segundo Rembarguer (1984).

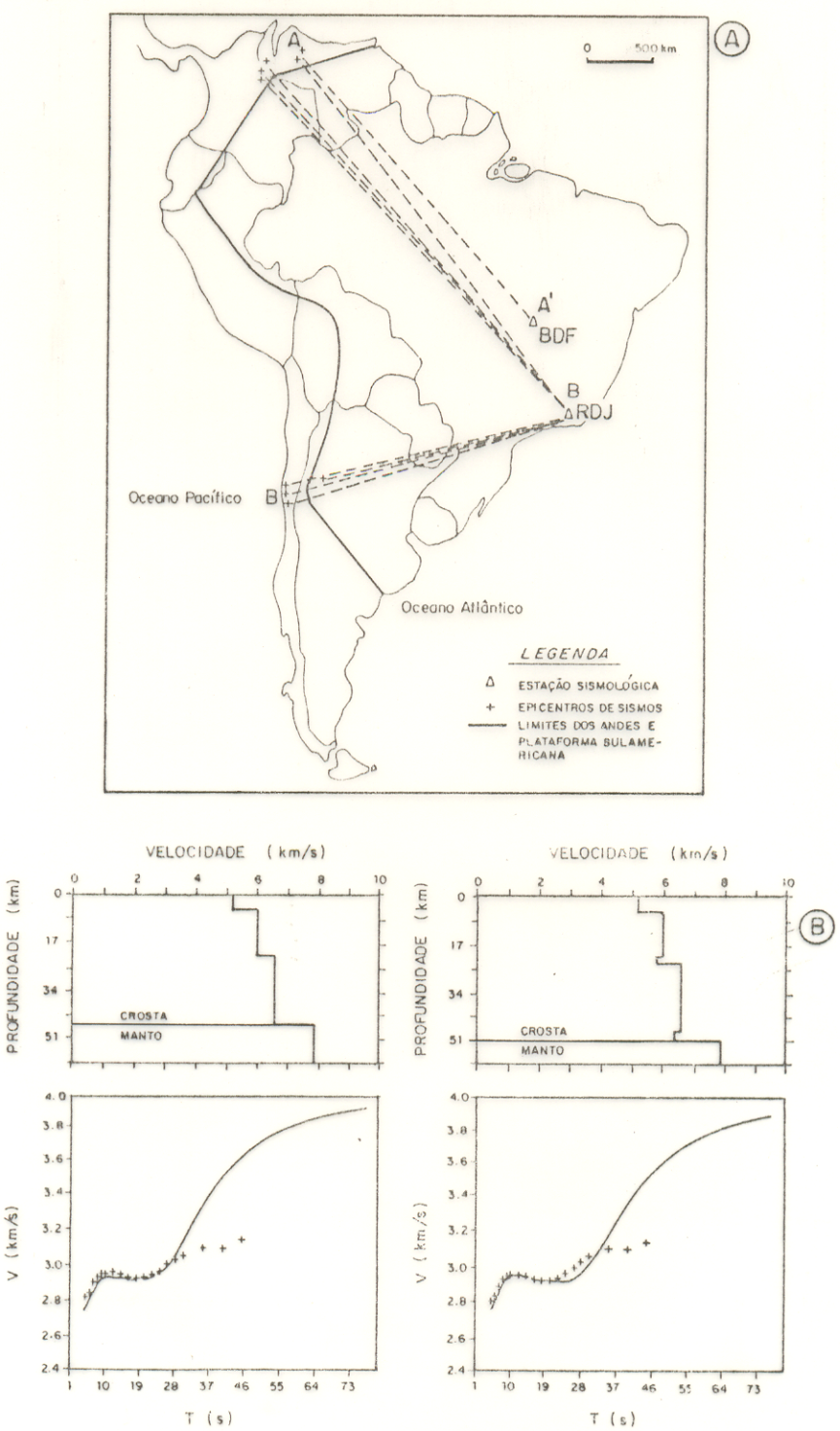


Figura 25 – (A) Mapa com as trajetórias epicentro - estação na plataforma sulamericana.
(B) Modelos crustais obtidos através do ajuste das curvas de velocidade de grupo e a provável espessura da crosta segundo Santa Rosa, 1988.

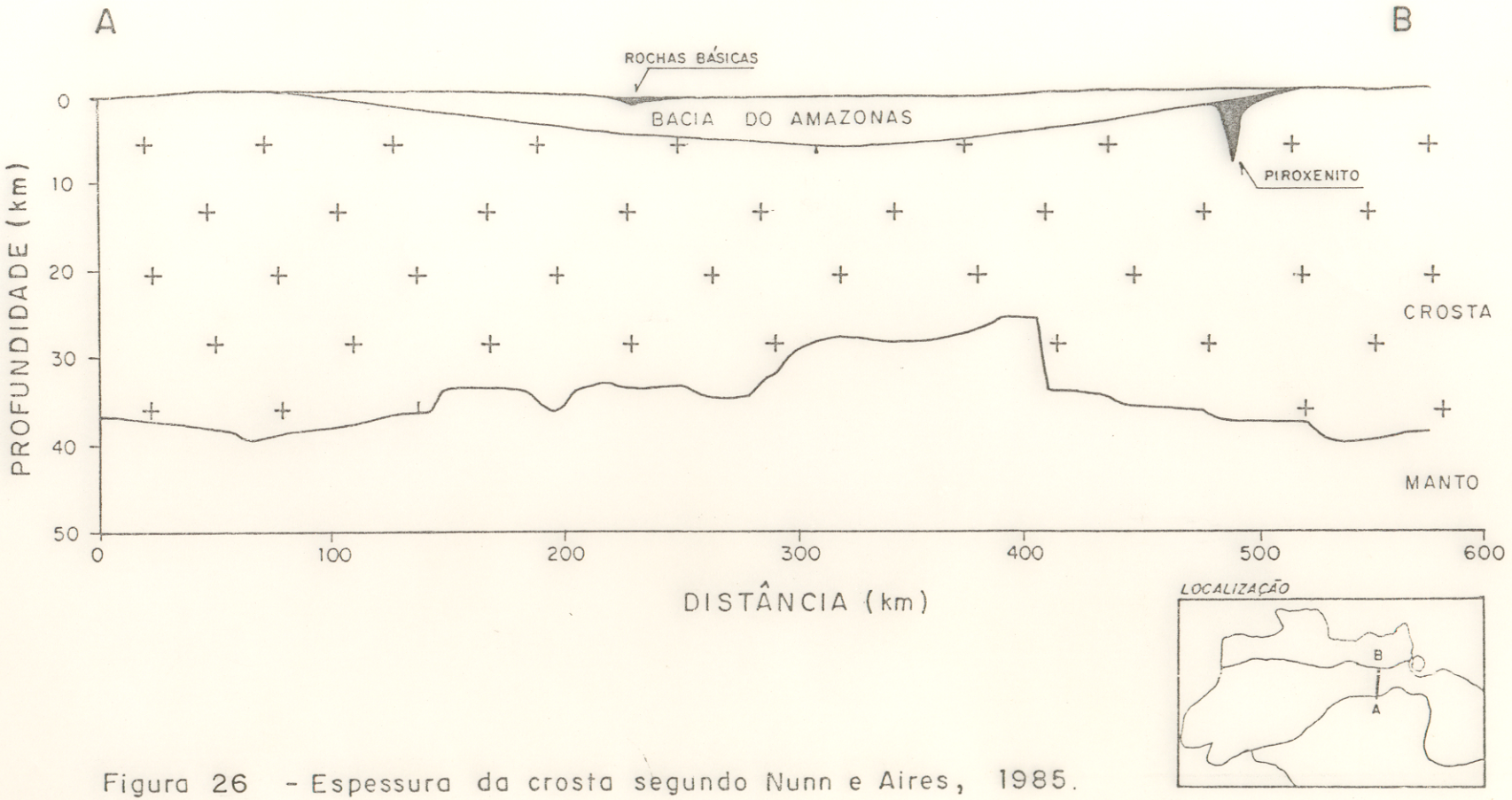


Figura 26 - Espessura da crosta segundo Nunn e Aires, 1985.

5.2 - Falhas de Transferência NW/SE

A existência de falhamentos transferentes na Bacia do Amazonas foi sugerida inicialmente por Rosenfeld (1955), o qual relatou , na região de Nova Olinda a presença de blocos basculados em direções opostas, separados por falhas. A partir da análise das anomalias gravimétricas, Oliveira e Castro (1971) enfatizaram a presença de estruturas transversais à direção geral da bacia, as quais foram cartografadas em parte por Araújo (1972) como falhas transcorrentes dextrais (fig.28). Rezende e Brito (1973) mostraram que tais falhas têm a mesma orientação dos lineamentos antigos e concluiram que as estruturas pretéritas exerceram forte influência na evolução da bacia.

Através da interpretação dos mapas estrutural, sísmico, Bouguer, magnético e de isópacas foi possível reconhecer as principais falhas NW-SE, denominadas Jari-Pacajaí, Paru-Anapu, Faro-Juruti, e Manacapuru-Rio Negro (fig.27). Elas seccionam e deslocam os depocentros de quase todas as unidades litológicas e o eixo de anomalias gravimétricas positivas, impondo à bacia a forma de "dog-leg". Constata-se, portanto, que tais falhas permaneceram ativas até pelo menos o Terciário, contrapondo-se à interpretação de Andrade e Cunha (1971). Tais autores postularam que a movimentação NW-SE não ultrapassaria o Carbonífero.

As falhas Faro-Juruti e Manacapuru-Rio Negro com base no deslocamento do eixo deposicional são dextrais, assim como o próprio Arco de Gurupá que mostra um deslocamento também para a direita, e a falha Paru-Anapu tem movimentação sinistral. Não foi possível, até o momento, definir o sentido de movimentação

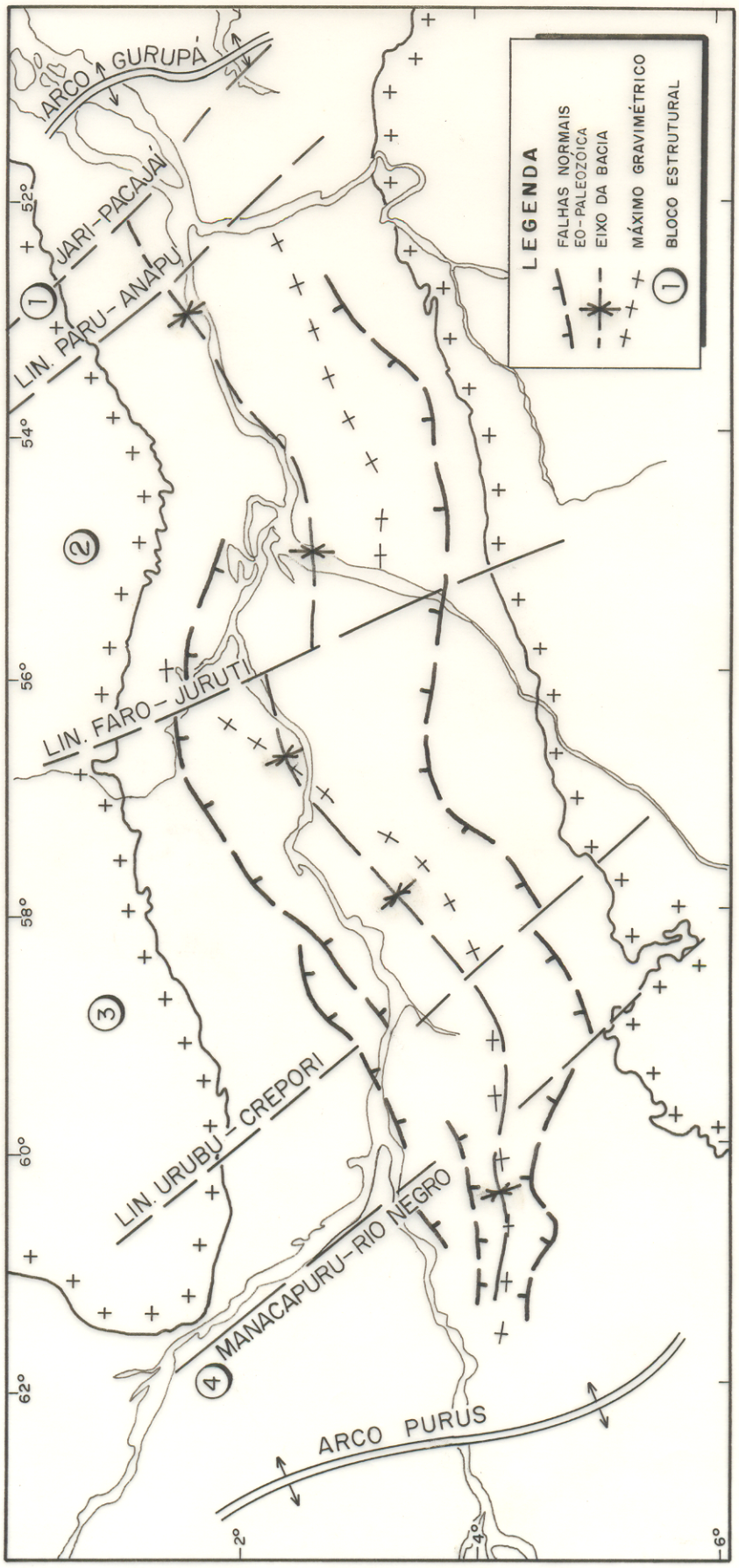


Fig. 27 – Blocos Compartimentais da Bacia do Amazonas.

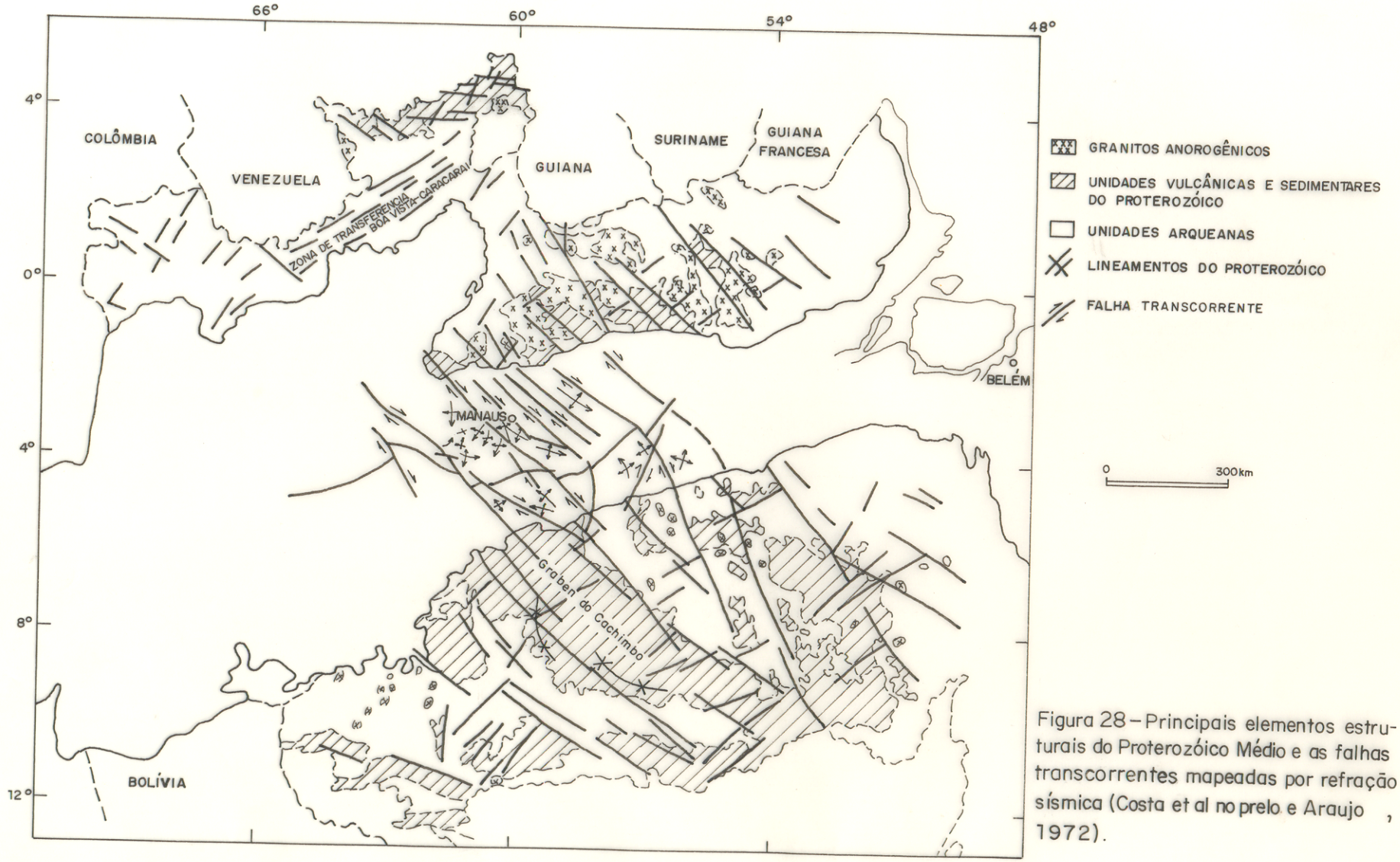


Figura 28 – Principais elementos estruturais do Proterozóico Médio e as falhas transcorrentes mapeadas por refração sísmica (Costa et al no prelo e Araujo , 1972).

da falha Jari-Pacajaí. Independentemente da natureza da movimentação, tais falhas são interpretadas, nesta oportunidade, como falhas de transferência no sentido de Gibbs (1984), ou seja, tratam-se de descontinuidades que acomodaram parte da deformação na direção do estiramento máximo.

Considerando a presença das falhas trancorrentes NW-SE, a variação lateral da natureza das unidades litológicas e a posição espacial dos pacotes rochosos, pode-se dividir a Bacia do Amazonas em quatro compartimentos principais denominados de bloco, 1, 2, 3 e 4 (fig.27).

Bloco 1

Esse bloco é limitado pelo Arco de Gurupá, a leste, e pelo lineamento Paru-Anapu, a oeste. Estruturalmente, é caracterizado por estruturas típicas de regime transtensivo, formando "horsts" e "grabens" com direções aproximadamente E-W. Essas feições podem ser identificadas nas figuras 13, 29 , 30 e 34.

Gravimetricamente, é representado por um mínimo e um máximo Bouguer, significando grande espessura sedimentar e embasamento cristalino raso, respectivamente.

É importante destacar que o compartimento 1 é caracterizado por um padrão simétrico e compreende os pacotes rochosos mais espessos do Devoniano/eo-Carbonífero (fig.12). Neste sentido, pelo menos a falha Paru-Anapu pode ser entendida como uma zona compartimental. Um exemplo que mostra a movimentação nesse bloco é delineado no mapa de isópacas (fig.13) onde a curva de 250 metros sofre uma brusca inflexão na altura do rio Xingu, enquanto que a curva de 750 metros não

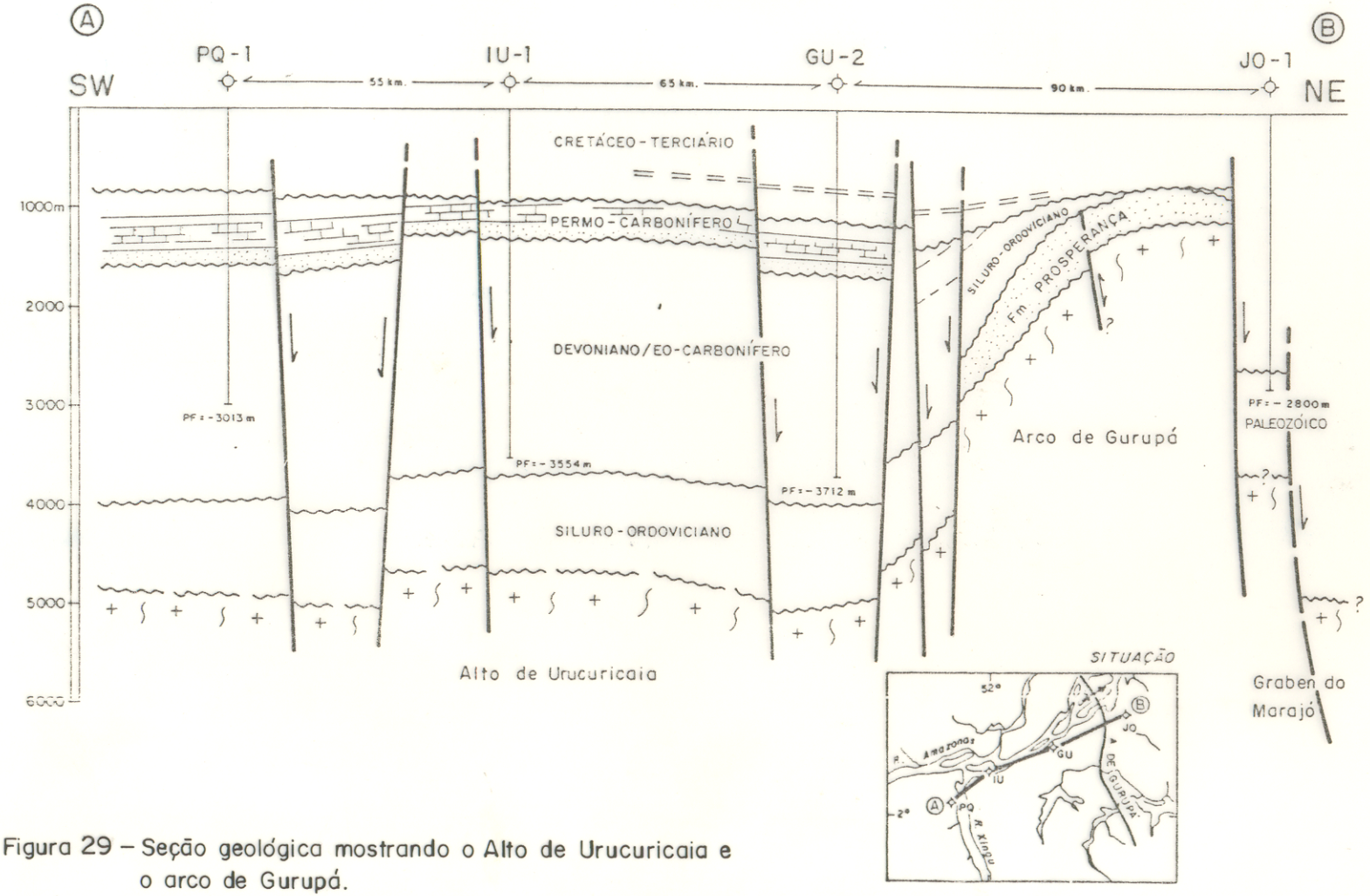


Figura 29 – Seção geológica mostrando o Alto de Urucuricaia e o arco de Gurupá.

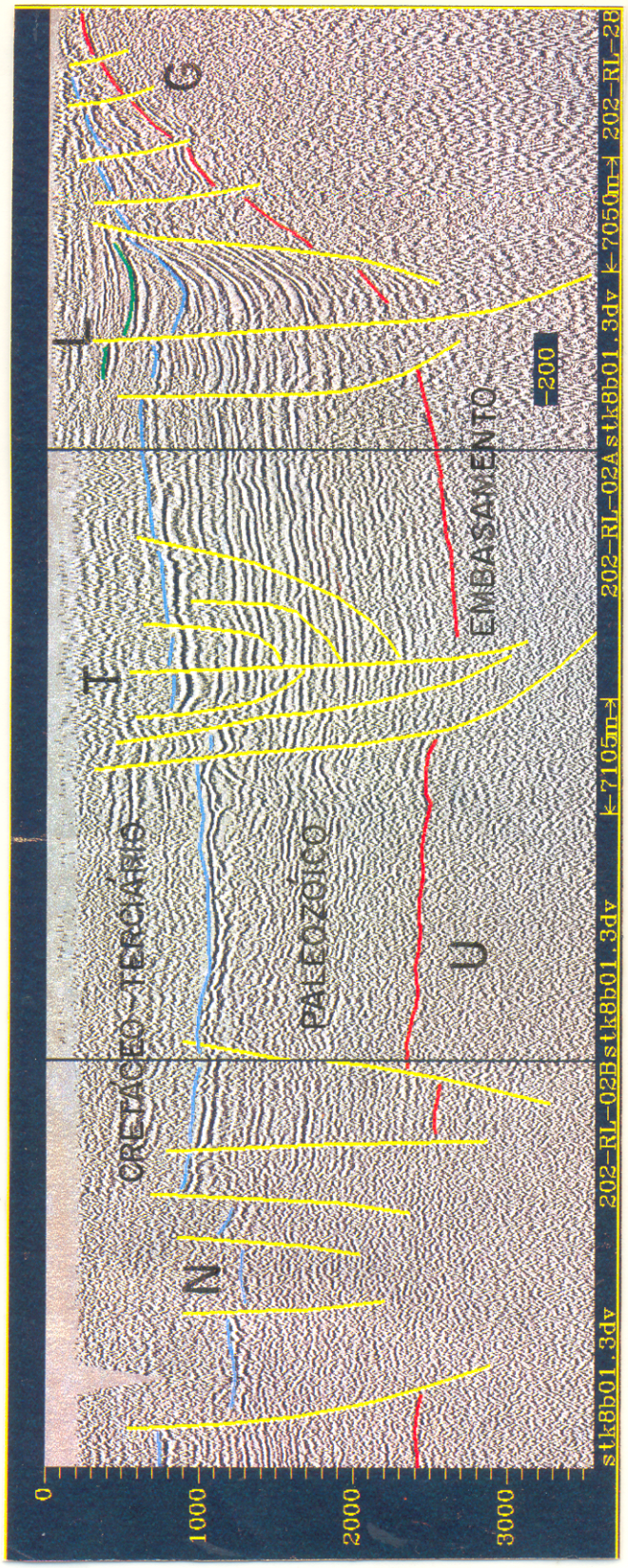


Fig. 30 – Seções sísmicas mostrando o Arco de Gurupá (G), o Alto de Urucuricaia (U) além de falhamento normal (N), normal lístrico (L) e transcorrente distensivo (T).(Localização na fig.34).

ultrapassa este limite. Essa variação brusca de espessura é o reflexo da erosão que atuou nesse bloco.

Bloco 2

Esse bloco tem como limites, o Bloco 1 a leste e o lineamento Faro-Juruti, a oeste. A bacia, neste segmento é praticamente simétrica, destacando-se uma pequena plataforma na borda sul denominada de Cupari (Travassos e Barbosa Fº, no prelo).

As principais características estruturais são as dobras e falhas inversas com orientação em torno de N50oE a N60oE, além de linhas de charneiras em direções semelhantes.

Comparando-se o eixo de máximos do mapa Bouguer (fig.37) com o eixo das isópacas das sequências sedimentares (fig31), nota-se que, apesar de paralelos, não são coincidentes. É um bloco que sofreu constantes basculamentos durante todo o seu desenvolvimento.

Bloco 3

Os limites desse bloco são os lineamentos Faro-Juruti a leste, e Urubu-Crepori, a oeste. Estruturalmente, é caracterizado por dobras e falhas de empurrão com direção NE, e linhas de charneiras nas bordas norte e sul. O que distingue esse bloco dos outros é a ampla plataforma ao norte, a Plataforma de Manaus, já caracterizada por diversos autores (Rezende et al., 1973, Carozzi et al., 1973, Oliveira e Castro (1971) entre outros.

A disposição geométrica das feições estruturais desse bloco confere-lhe acentuada assimetria, com os eixos deposicionais sempre mais próximos da borda sul, significando que o feixe de falhas normais foi mais desenvolvido nessa borda, assim como o maior deslocamento foi no sentido oposto, isto é, para noroeste, a exemplo das modelagens físicas de processos tectônicos realizadas no CENPES (Centro de Pesquisas da Petrobrás) por Szatmari e Aires (1987).

Comparando-se os eixos deposicionais das sequências meso-cenozóicas(fig.31), constata-se que é o bloco mais estável de toda a bacia, no que concerne a basculamentos, no entanto, com respeito a tectônica compressiva, é semelhante ao bloco 2.

Litologicamente, é o compartimento que, devido as condições paleo-ambientais, teve condições de ficar isolado e promover a precipitação de sais de potássio, evidenciando a restrição a que foi submetido; o mesmo não acontece com os outros blocos da bacia.

No limite do Bloco 3 com o 4, ocorre uma zona compartimental, bem definida pelo lineamento Urubu-Crepori e pelo Alto de Igarapé Cuia, que são reflexos dos lineamentos do embasamento pré-cambriano. É justamente no Alto de Igarapé Cuia que ocorrem os melhores indícios de hidrocarbonetos conhecidos na bacia.

Bloco 4

É o bloco mais ocidental, simétrico, limitado pelo Alto de Igarapé Cuia e o Arco de Purus. As principais feições tectônicas são as duas linhas de charneira com direção aproximadamente E-W, as quais tendem a desaparecer para oeste,

próximo ao Arco de Purus.

A disposição das duas linhas de charneira que devem corresponder a falhas normais eo-paleozóicas, em relação aos outros blocos, é bem distinta, pois tanto a direção é diferente quanto a distância entre elas é muito menor. Analisando-se toda a bacia, pode-se constatar que realmente há uma tendência das linhas de charneira convergirem na direção do arco, sugerindo a possibilidade de que a bacia começou a abrir de leste para oeste.

Nesta região, o mapa gravimétrico é representado por um eixo de máximos com direção E-W, o qual é bruscamente interrompido por uma grande feição negativa com direção NW-SE, que representa o "graben" do Cachimbo, invertido na região de Purus.

5.3 - Estrutura em "dog leg"

Através da análise de qualquer mapa de isópacas, assim como dos mapas geofísicos (Bouguer e Magnético), constata-se, facilmente, que a Bacia do Amazonas é composta por segmentos longos, orientados na direção NE-SW, que se alternam com segmentos curtos de direção aproximada E-W. Essa organização geométrica é descrita como estrutura em "dog leg" (Rezende e Brito, 1973; Caputo, 1984; entre outros).

O padrão em "dog leg" pode ser descrito como o resultado da interação entre as falhas normais NE-SW, que compõem parte da arquitetura dos riftes eo-paleozóicos, e as falhas de transferência NW-SE. Um sistema de riftes, foi invocado para a Bacia Paleozóica do Amazonas, por Linsser

(1958), Rezende (1972)), Rezende e Brito (1973) e Bahia e Abreu (1985), a exemplo dos riftes Keweenavan e Reelfoot para as bacias paleozóicas da América do Norte.

Durante a instalação de um rifte com mais de 1000 km de extensão, como é o caso da Bacia do Amazonas, é previsível que: as falhas mestras se projetem através de unidades rochosas com fortes contrastes reológicos; e, aconteçam importantes variações na intensidade da movimentação ao longo das falhas principais. Tais aspectos podem implicar no estabelecimento de segmentos extensionais com características geométricas e cinemáticas próprias, favorecendo a formação de falhas de transferência e compartimentais. Com outras palavras, na progressão da movimentação, o rifte pode ser desmembrado em vários segmentos estruturalmente distintos, com conteúdos litológicos próprios. A movimentação associada às falhas de transferência e compartimentais pode impor, também, rotações expressivas na estruturação principal e no preenchimento sedimentar ou vulcano-sedimentar, acentuando as diferenças entre os diversos segmentos extensionais do rifte (fig.27).

No caso da Bacia do Amazonas, composta por 4 segmentos principais, a evolução da estrutura em "dog leg" pode ser caracterizada, em particular, através da análise dos eixos deposicionais dos diversos pacotes lito-estratigráficos.

O mapa de isópacas dos primeiros sedimentos depositados na Bacia do Amazonas, de idade siluro-ordoviciana, não mostra o padrão em zig-zag bem definido (fig.11), o que pode refletir o reduzido acervo de informações de sub-superfície no centro da bacia, ou o não desenvolvimento das falhas de transferência nessa etapa de sedimentação. Acredita-se, no entanto, que nessa época, as falhas de transferência

começam a se instalar, propiciando a individualização das sub-bacias.

A análise conjunta dos eixos dos mapas de isopacas do Siluro-Ordoviciano e Devoniano/eo-Carbonífero (fig.31) sugere a feição "dog leg" incipientemente desenvolvida, não se observando grandes variações na orientação desses eixos ao longo de toda a bacia. Tal geometria pode indicar que até o eo-Carbonífero, a subsidência se processou gradualmente e não acompanhada por fortes movimentações nas falhas de tranferência, e tampouco nas prováveis falhas normais mestras. Porém, é importante ressaltar que, em alguns períodos de tempo, houve moderados basculamentos dos blocos crustais, a exemplo dos Blocos 1 e 4.

Nos blocos estruturais 2 e 3, ao se analisar seções estruturais usando o datum elétrico denominado marco **S.01**, dentro do Permiano (fig.32), identifica-se um pequeno basculamento das camadas para norte, enquanto o Bloco 3 não experimentou movimentação.

Correlacionando-se o eixo do mapa de isópacas dos sedimentos Devoniano/eo-Carbonífero com o do Permo-Carbonífero, constata-se que a maior movimentação aconteceu no Bloco 4, o mais ocidental da bacia. Nesse bloco, o eixo deposicional do Permo-Carbonífero está deslocado para sul, enquanto o Bloco 3 permaneceu estável, e os Blocos 1 e 2 tiveram pequena rotação.

No limite do Bloco 3 com o Bloco 4, desenvolveu-se um alto, interno à bacia, de idade permo-carbonífera, aqui denominado Alto do Igarapé Cuia (fig.33). Esse alto, na verdade, é o reflexo estrutural da movimentação relativa entre os blocos e corresponde à área mais ativa também no Devoniano

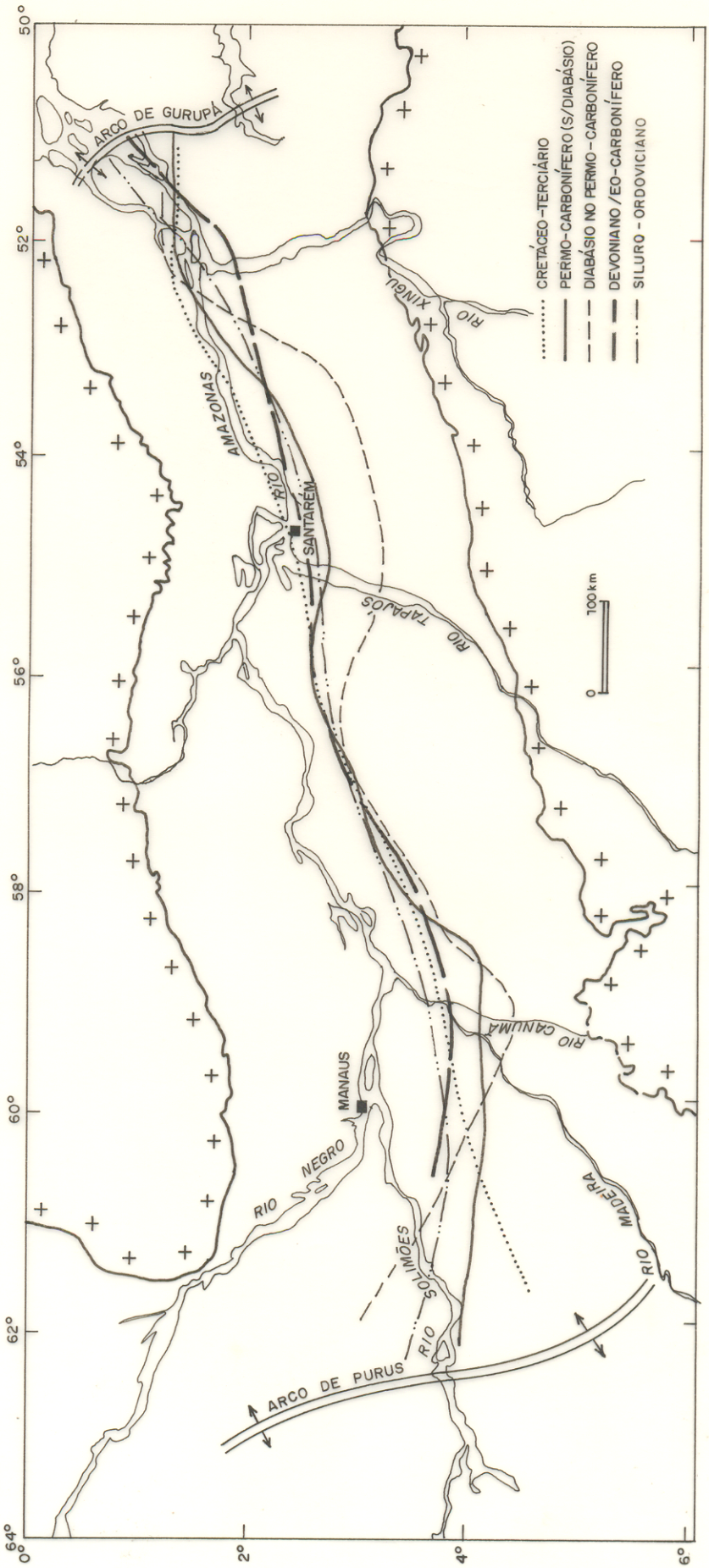


Figura 31 - Eixos deposicionais da Bacia do Amazonas.

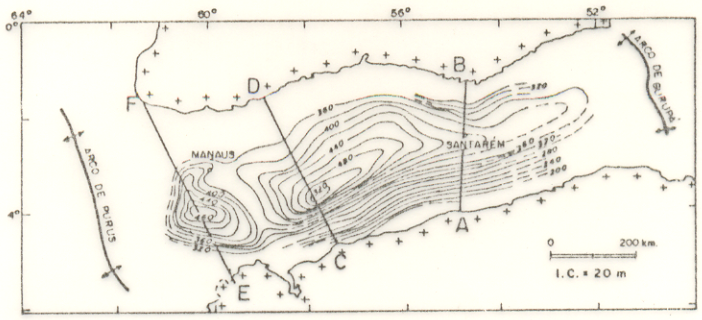


Figura – Mapa de Isopacas. Intv. Topo da Fm. Monte Alegre ao marco S.01

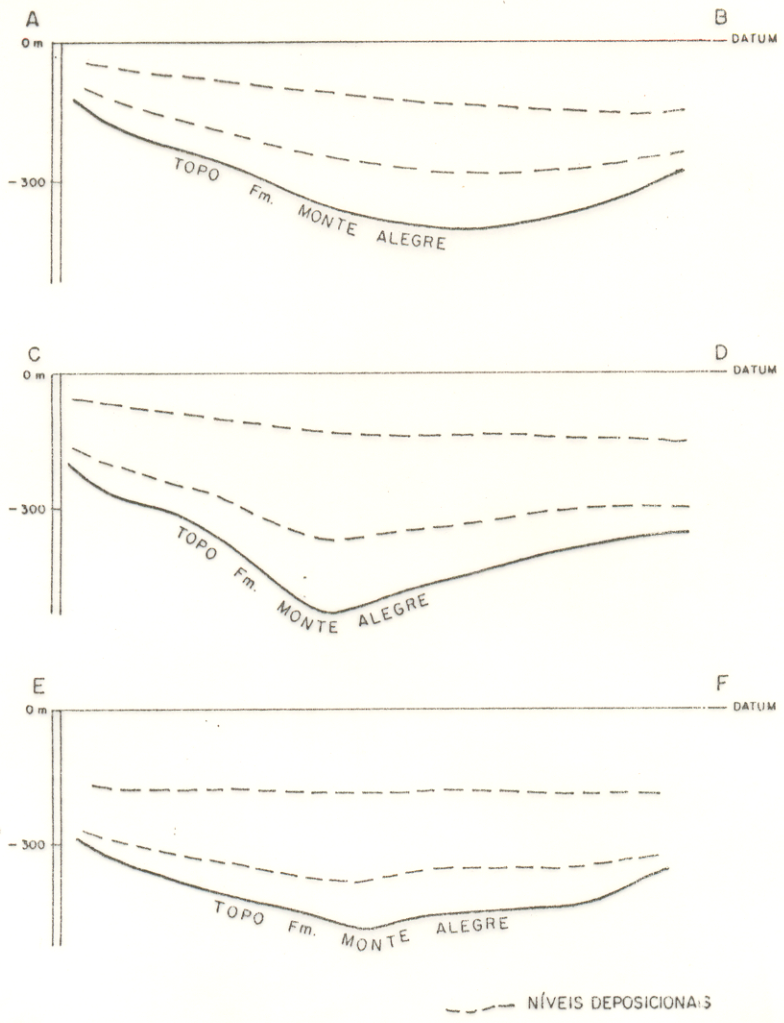


Figura 32 – Seções geológicas mostrando o basculamento da bacia no Permiano, com datum no marco S.01 .

(Carozzi, et al., 1973). De acordo com a análise dos dados dos poços, essa área se destaca em termos de produção e indícios de hidrocarbonetos, como atestam as ocorrências dos poços Igarapé Cuia nº01 (óleo) e Lago Tucunaré nº01 (gás) (Neves, 1989). Muito embora os dados ainda sejam escassos na região que cruza o rio Tapajós, associada ao lineamento Faro-Juruti, existe a possibilidade de ocorrer também um alto interno, já que esta área apresenta as mesmas caraterísticas macroestruturais do Alto de Igarapé Cuia.

Na porção mais oriental da bacia, no Bloco 1, é bem clara a movimentação ocorrida entre os lineamentos Jari-Pacajaí e Paru-Anapu de Carneiro e Jucá (1985), como evidenciada no mapa de isópacas da sequência permo-carbonífera (fig.13). Essa sequência que atinge 1500m de espessura na bacia, nesse bloco é da ordem de apenas 500m, devido a um intenso soerguimento causado pelo fechamento do Oceano Iapetus, o qual provocou elevação no continente Gonduana (vide capítulo 7).

Comparando-se o eixo do mapa de isópacas das soleiras de diabásio (Juro-Triássico) e o da sequência clástica do Cretáceo-Terciário, com os mapas de isópacas do Paleozóico, e analisando-se cada bloco separadamente, nota-se que a movimentação se concentrou no Bloco 2, tanto no Juro-Triássico como no Cretáceo-Terciário, enquanto o Bloco 3, permaneceu estável e o Bloco 4, com uma movimentação incipiente.

O reflexo da instabilidade tectônica da bacia é bem mostrado pelo eixo do mapa de isópacas dos sedimentos fluviais da Formação Alter do Chão (fig.14), quando comparado com o eixo deposicional dos sedimentos permo-carboníferos no Bloco 2. Nessa comparação pode-se notar o deslocamento de cerca de 50 km, no sentidonorte, do eixo deposicional da sequência

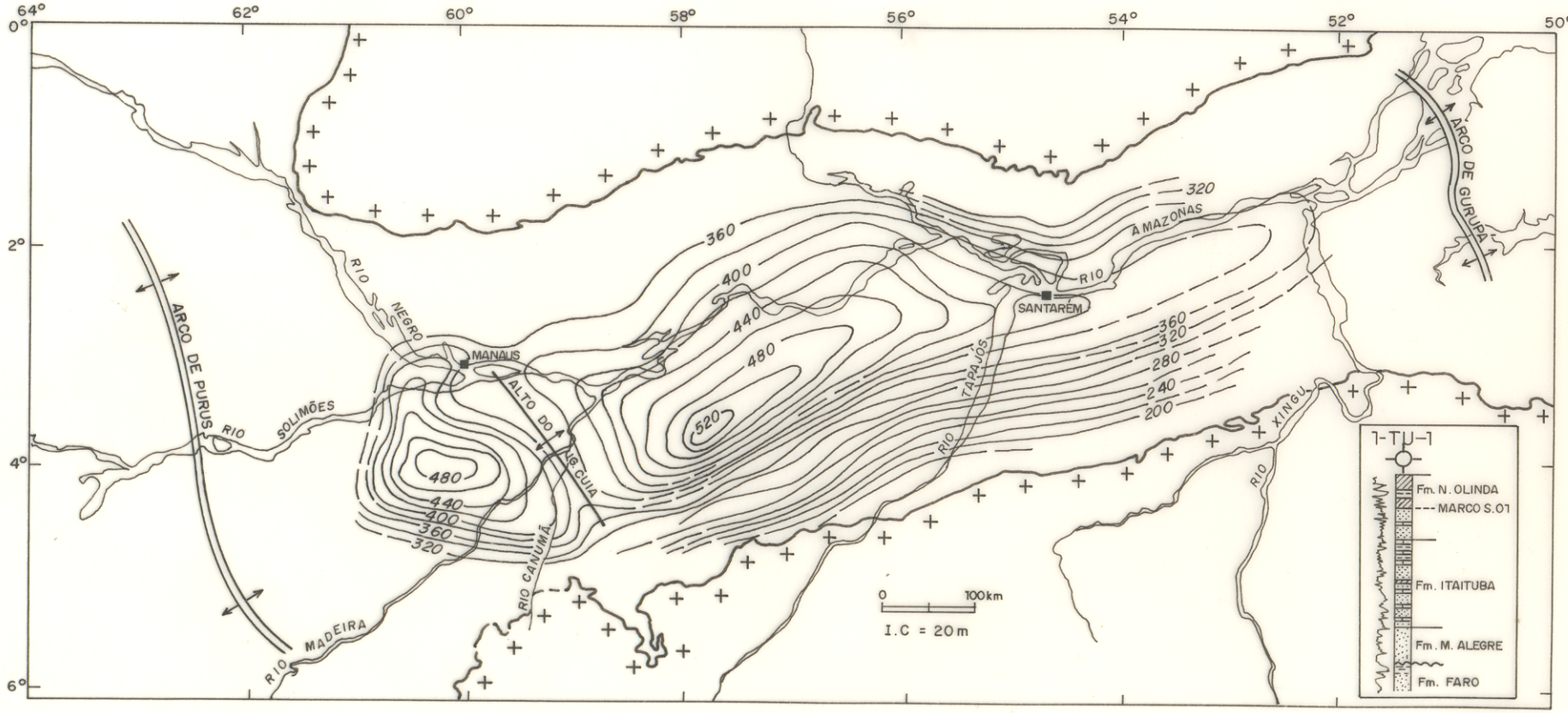


Figura 33 – Mapa de Isópacas. Intv. Topo da Fm. Monte Alegre ao marco S.01.

Cretáceo-Terciária o que implica no basculamento desse bloco também para norte.

A movimentação do magma básico, inter e intraestratalmente, é um processo gravitacional controlado, isto é, a partir de onde o fluido entrou na bacia, ele se desloca no sentido "down dip", acumulando maior quantidade de magma onde houver uma maior deflexão estrutural (Francis, 1982). A deflexão estrutural está representada pela bacia salífera (sais da Formação Nova Olinda), que, na verdade, corresponde a calha estrutural de sedimentação e é justamente nessa feição negativa que o diabásio tende a se concentrar, acumulando as maiores espessuras. Ao se analisar o mapa de isópacas de diabásio dentro da sequência permo-carbonífera, pode-se perfeitamente entender o porquê da grande segmentação de seu eixo: é que a bacia, apesar de contínua, possuia seus eixos deposicionais deslocados pelos falhamentos transferentes.

Como se pode notar, a estruturação em "dog-leg" resultou da atuação de vários pulsos cinemáticos ao longo das falhas transferentes e pode ter tido um papel fundamental na migração e acumulação de hidrocarbonetos. Um estudo buscando identificar, com maior precisão, os limites dos blocos é um fator preponderante para a exploração da bacia nos sedimentos paleozóicos.

5.4 - Tectônica do Cretáceo Inferior

O conhecimento da tectônica do Cretáceo Inferior ainda é precário, tanto na Bacia do Amazonas como na do Solimões. As idéias existentes são bastante conflitantes (Shneider e Carneiro, 1976; Szatmari, 1981, 1982, 1983, 1984;

Esteves, 1982, 1984 ; Caputo, 1984, 1985) em termos do sentido de movimentação das falhas transcorrentes, em particular para a Bacia do Solimões.

No caso da Bacia do Amazonas, poucos são os trabalhos que dão ênfase às estruturas do Cretáceo. Deve-se levar em conta também, que a investigação sísmica de semi-detalhe e detalhe, apenas intensificou-se a partir de 1980 , a qual constitui importante suporte para a interpretação dos eventos deformacionais de uma bacia.

As dobras e falhas inversas mapeadas na bacia (fig.34), têm direções que variam de N40oE, na Plataforma de Manaus, a N60oE, na região do rio Abacaxis e Tapajós. Falhas normais dessa mesma idade, no Alto de Urucuricaia têm direções entre N60oE a N80oE , o falhamento principal, que o limita, provavalmente de natureza transcorrente, tem direção N50/60oW. Falhamentos normais com essa idade ainda podem ser encontrados na região do rio Curuá a leste do rio Tapajós, com direção em torno de N30oW.

As dobras e falhas inversas do eo-Jurássico/neo-Cretáceo, estão intimamente associadas com as linhas de charneira de direção NE , principalmente na borda sul da bacia e na Plataforma de Manaus (fig.34). São faixas lineares deformadas que passam, gradualmente, para as zonas de tectonismo terciário, a norte e para regiões apenas com flexuras, ao sul, na Plataforma de Cupari.

A movimentação tectônica que a bacia experimentou no Cretáceo Inferior promoveu a formação de dois segmentos estruturais: um compressivo e outro distensivo.

O segmento compressivo ocorre desde a Plataforma de Manaus até as imediações do meridiano de 53oWGR. A partir daí,

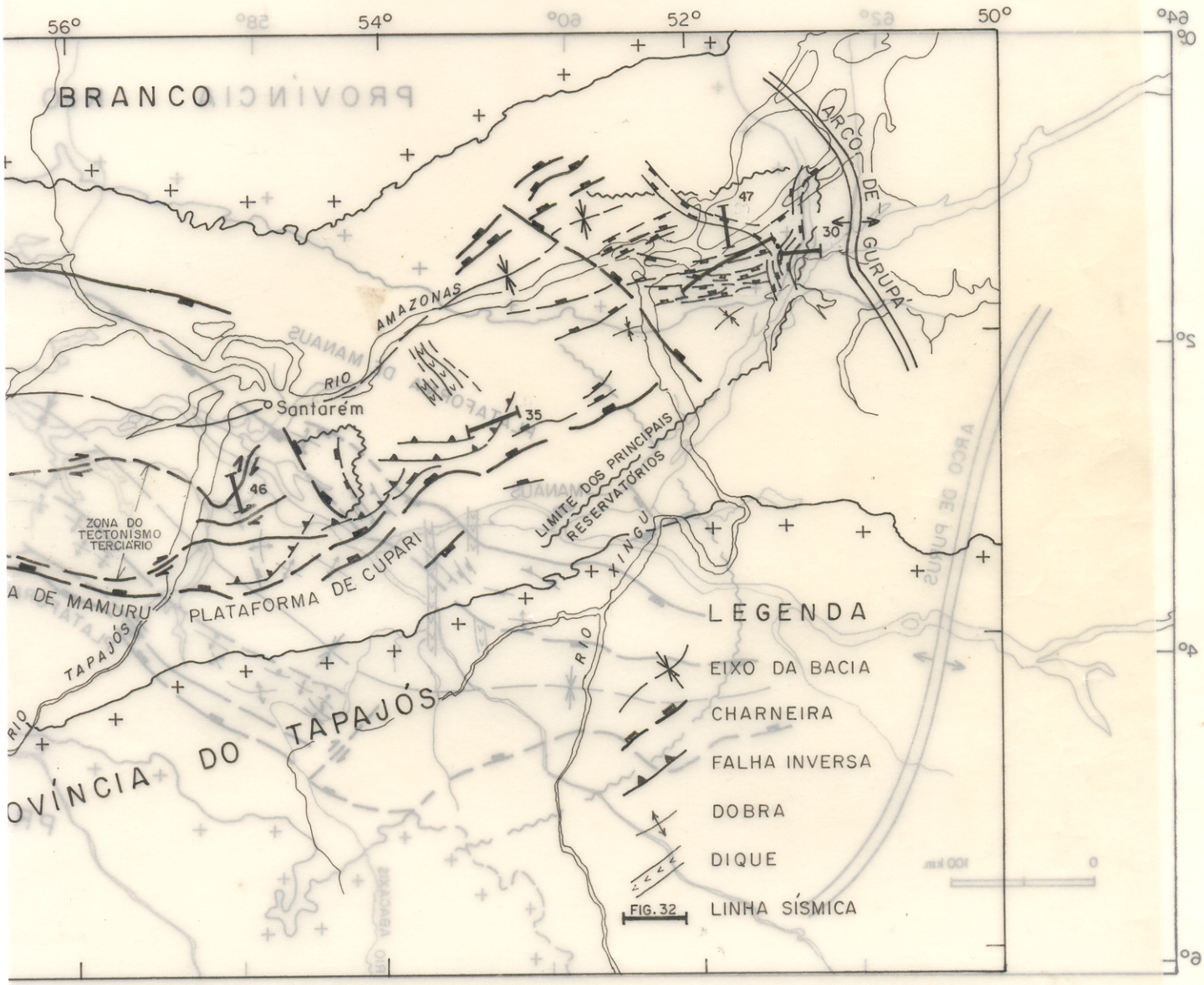


Figura 34 – Arcabouço tectônico da Bacia do Amazonas (Modificado de Neves, 1989).

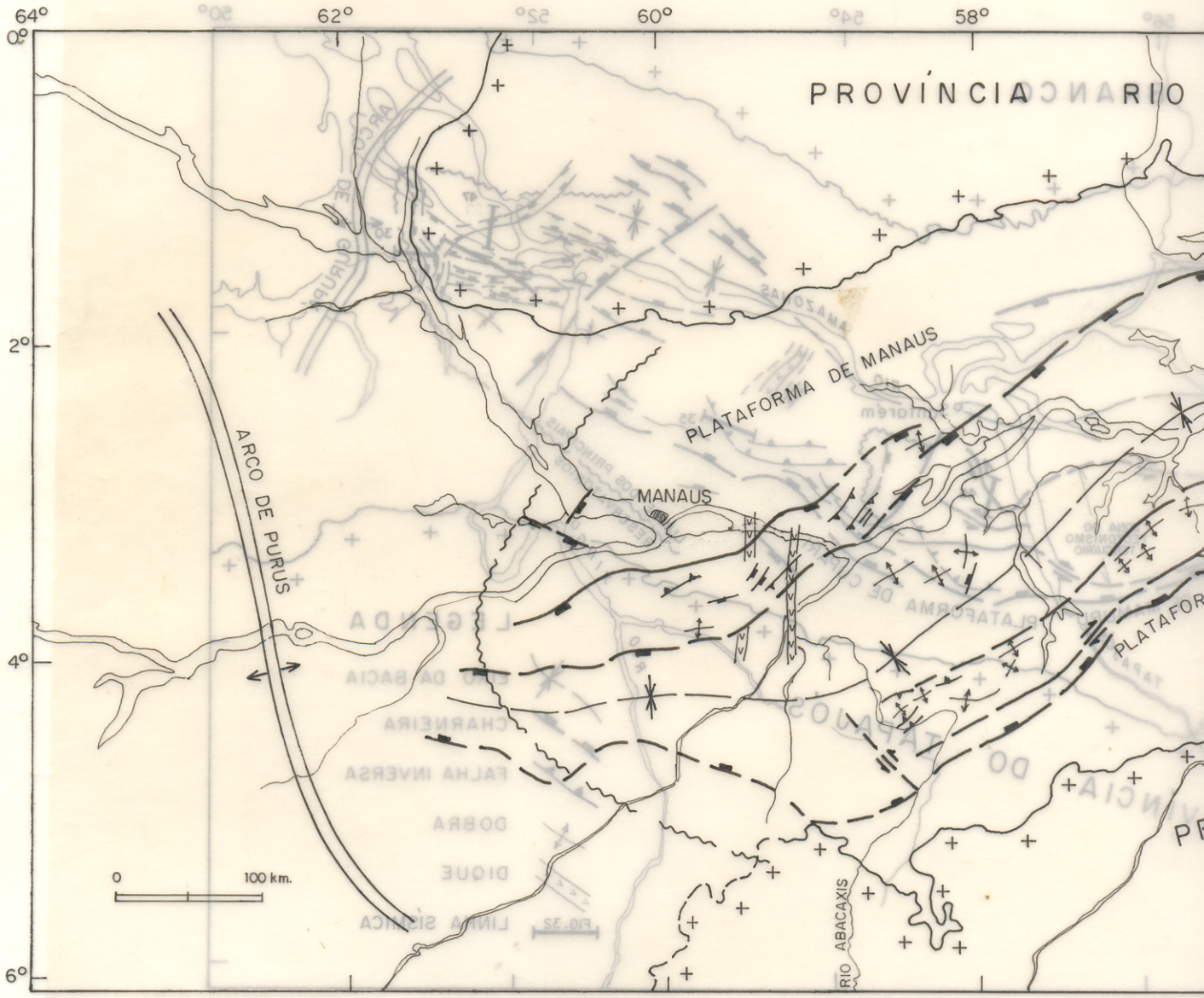
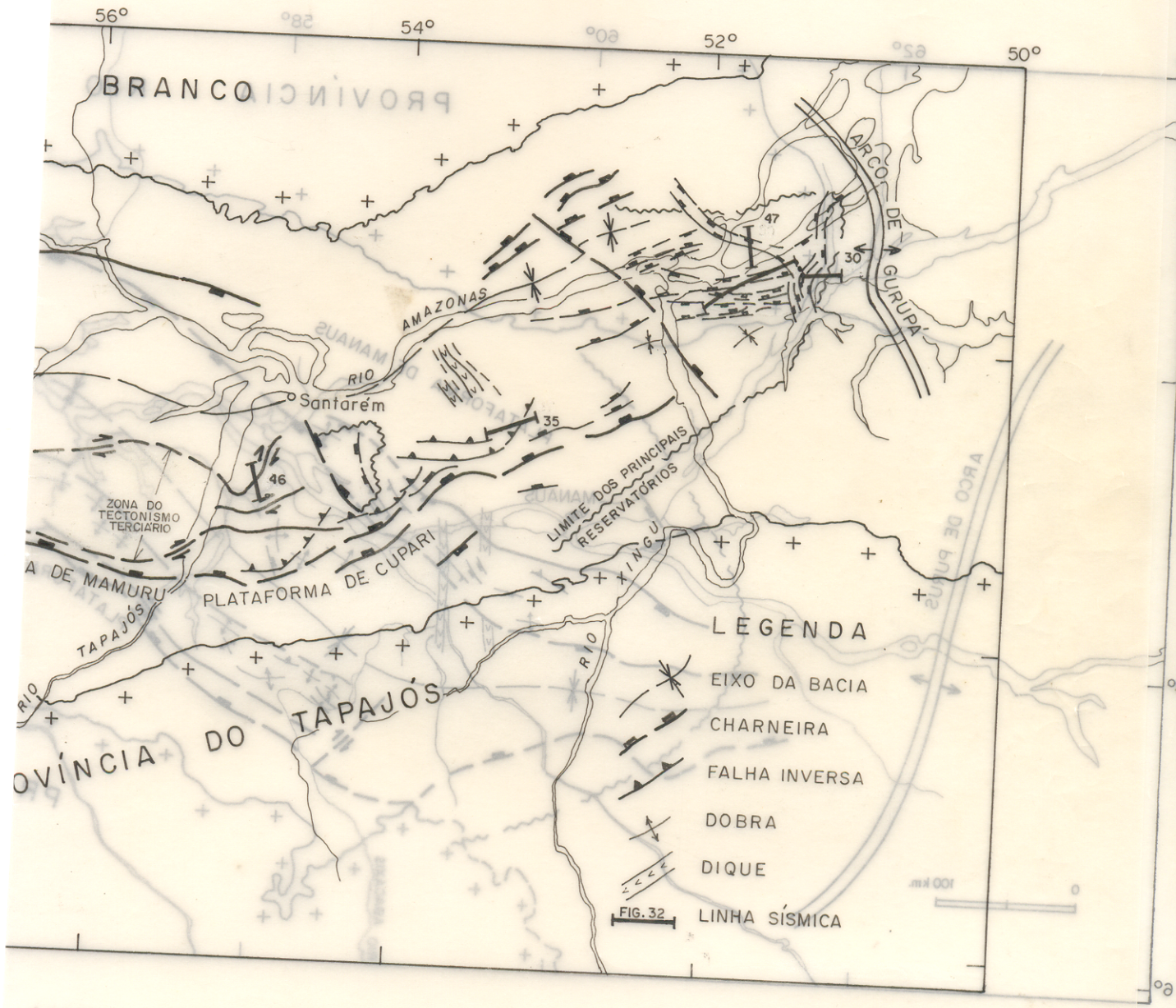


Figura 34 – Arcabouço tectônico da Bacia do Amazonas (Modificado de Neves, 1989).


56°
54°
52°
50°
BRANCO
ARCO DE GURUPÁ
47
30
AMAZONAS
RIO
Santarém
35
46
ZONA DO TECTONISMO TERCIÁRIO
LIMITE DOS PRINCIPAIS RESERVATÓRIOS
A DE MAMURU
PLATAFORMA DE CUPARI
TAPAJÓS
RIO
XINGU
RIO
OVÍNCIA DO TAPAJÓS
LEGENDA
EIXO DA BACIA
CHARNEIRA
FALHA INVERSA
DOBRA
DIQUE
FIG. 32
LINHA SÍSMICA
100 km
0

a charneira da borda sul da bacia muda acentuadamente de direção e, no centro da bacia, começam a aparecer os primeiros falhamentos transtensivos como referidos por Carneiro e Jucá (1985).

O maior número de falhamentos distensivos foi individualizado na região entre os lineamentos Paru-Anapu e o Arco de Gurupá (fig.34), bem mapeados, principalmente devido ao extenso recobrimento sísmico nessa área. No entanto, em direção a oeste o quadro pode ser algo semelhante, necessitando apenas de investigação sísmica para sua comprovação. Nesta porção da bacia, as estruturas do Cretáceo Inferior são bem visualizadas através de seções geológicas elaboradas a partir de dados de poços e dos mapas estruturais sísmicos, como é o caso do Alto de Urucuricaia, perfurado pelo poço 1-IU-1-PA, o qual confirma que parte da sequência permo-carbonífera foi erodida (fig.29)

A principal dificuldade em separar o evento transcorrente do Cretáceo está na qualidade dos dados sísmicos, que mostram baixa resolução no pacote paleozóico. Caso contrário, mostrariam afinamento e/ou espessamento de seção como resposta ao tectonismo. Na figura 30, foi tentativamente mapeado o embasamento para ilustração desse afinamento no Alto de Urucuricaia, que também pode ser visto na seção geológica da figura 29. Ainda na mesma seção sísmica ocorre uma discordância angular entre os sedimentos Paleozóicos e os cretáceos, confirmando mais uma vez a idade desse tectonismo.

Nas porções central e ocidental da bacia, que correspondem ao segmento compressivo, é muito mais fácil identificar as deformações do Cretáceo Inferior, pois os

dobramentos são truncados pela discordância no topo do pacote paleozóico e sobre a qual se depositaram os sedimentos do Cretáceo Superior e Terciário sub-horizontalmente, ficando dessa forma bem caracterizado o evento como mostrado nas figura (35a,b).

Na seção sísmica da figura 35a, nota-se alguns horizontes dobrados, que podem ser soleiras de diabásio e/ou anidritas, abaixo da discordância que tem pequena deformação, confirmando o estilo tectônico da área. Esta seção foi interpretada no computador Landmark visando identificar a evolução da estruturação. Esse procedimento consiste em horizontalizar um refletor sísmico dobrado (a discordância do topo do Paleozóico, por exemplo), e abaixo do qual se pode identificar as deformações anteriores a ele.

Utilizou-se a linha 219-RL-106B (fig.35b) para identificar a existência ou não de deformação anterior à discordância e, como pode ser visto, há realmente a deformação anterior à deposição da Formação Alter do Chão.

Campos & Teixeira (1988), com base no mapeamento sísmico de reflexão, tentam explicar a origem do estilo estrutural do Cretáceo Inferior na Bacia do Amazonas, através de um modelo geométrico simples, no qual esforços compressionais E-W atuaram sobre superfícies de fraqueza pré-existentes. Os esforços estariam ligados aos processos de abertura do Atlântico Equatorial e à zona de subducção andina do Cretáceo.

Caputo (1985), referindo-se à Bacia do Solimões reporta que, no Cretáceo Inferior e/ou neo-Jurássico, a América do Sul ficou submetida a esforços compressivos horizontais de grande magnitude. As principais causas desses esforços foram:

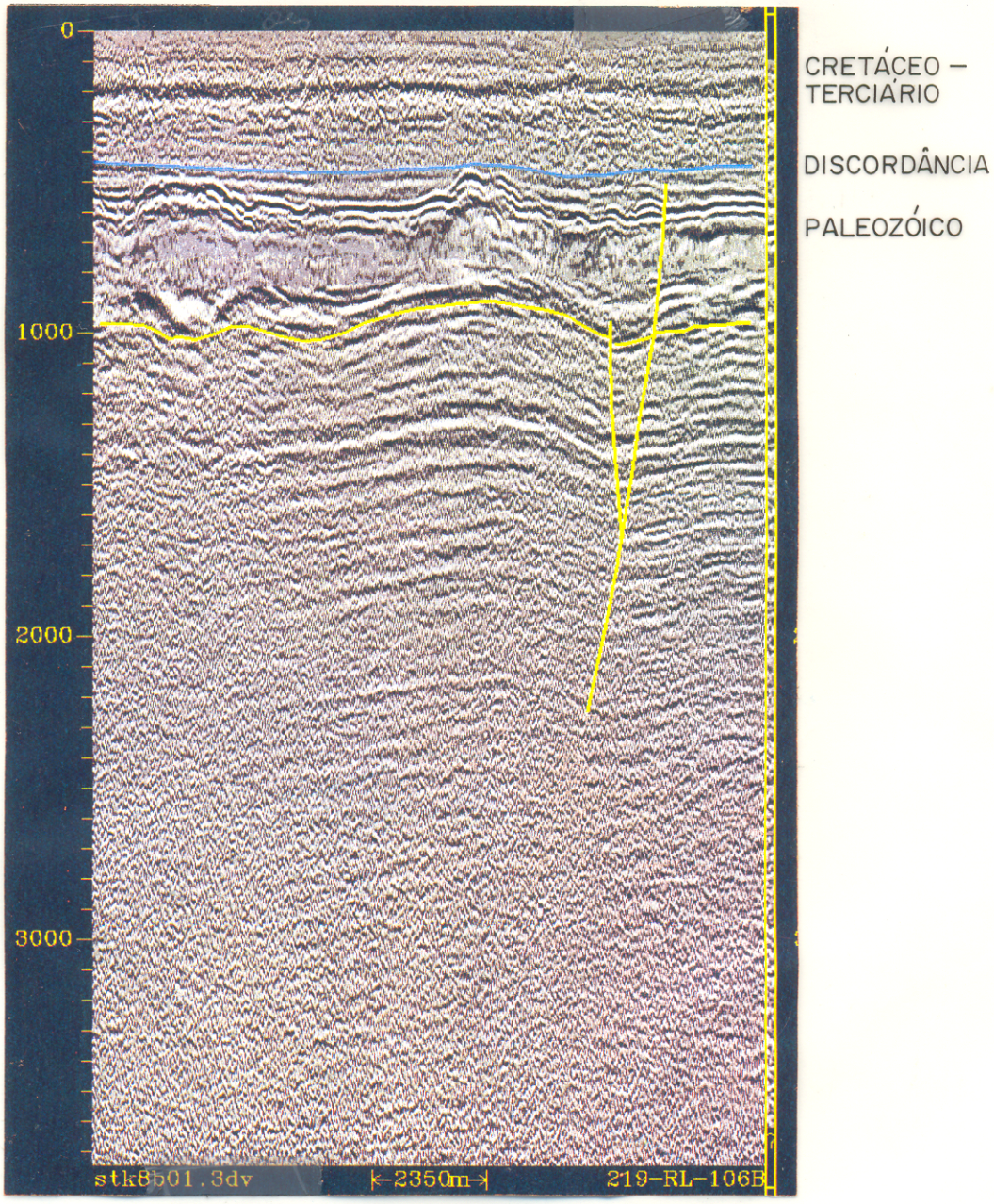


Fig. 35a – Seção sísmica da área de Jurupari – a discordância do topo do Paleozóico (azul) e os refletores dentro do Paleozóico (amarelo) dobrados. (Localização na fig. 34).

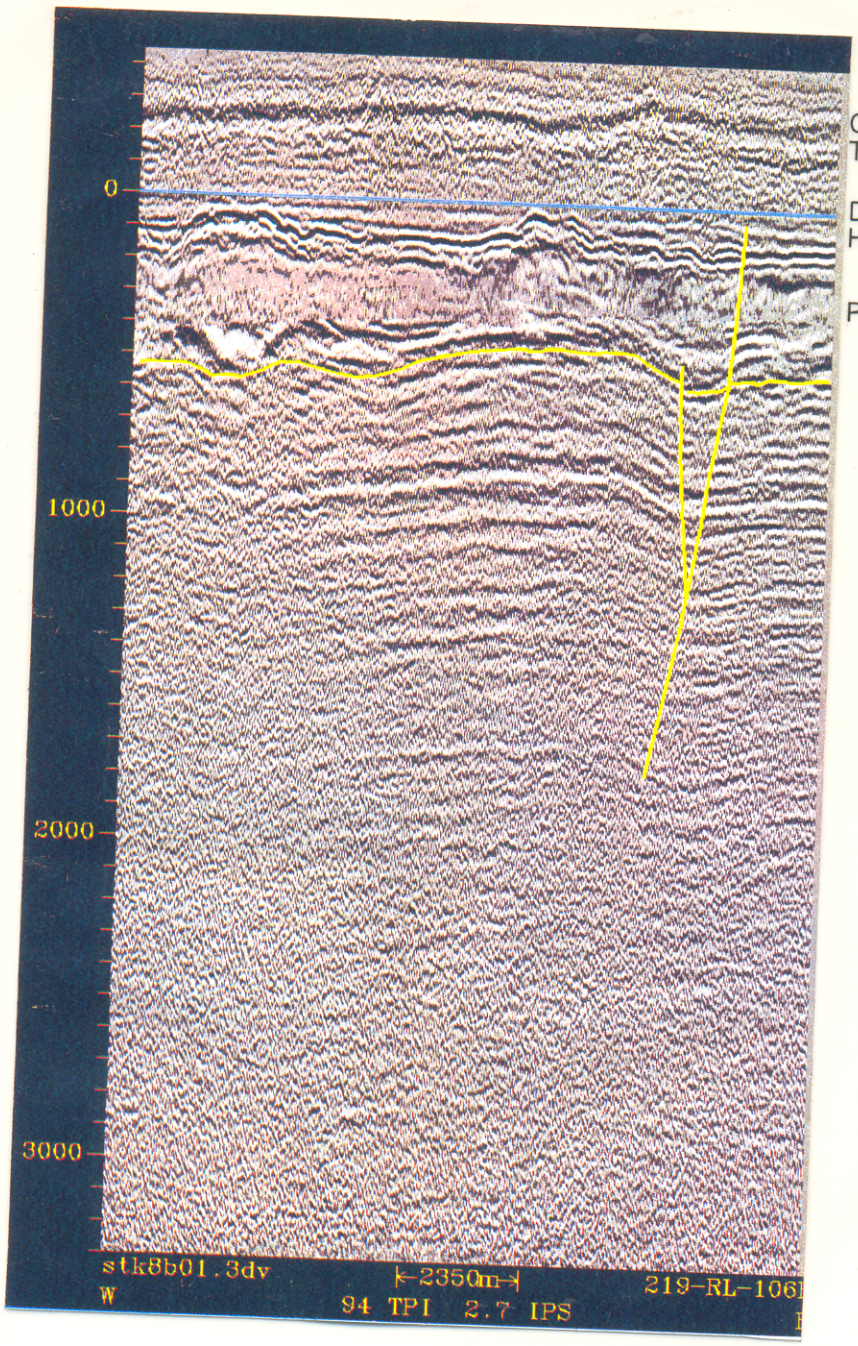


Fig. 35 b – Seção sísmica com a discordância do topo do Paleozóico horizontalizada, mostrando que a deformação é anterior a discordância. O refletor amarelo corresponde a um nível próximo à Fm. Monte Alegre. (Localização na fig. 34).

- abertura do Atlântico Sul, provocando esforços compressivos horizontais a NW da América do Sul;
- colisão entre arcos de ilhas e o continente sul-americano na porção noroeste (Uyeda, 1982);
- colisão e convergência de placas, confirmados pela presença de ofiolitos metamorfisados na Colombia, datados em 126 m.a. (Restrepo et al. in Caputo, 1985).

Foram mapeadas pela sísmica de reflexão, na Bacia do Amazonas, feições tais como: dobras, falhas normais e reversas, linhas de charneira, plataformas e diques (fig.34). Algumas dessas feições são dinamicamente ativas desde a implantação da bacia (charneiras), no entanto, outras (dobras e falhas inversas) têm suas origens ligadas a movimentos do neo-Jurássico ao eo-Cretáceo .

O horizonte mapeado pela Divisão de Interpretação da Petrobrás/Belém, geralmente, corresponde a níveis de anidrita da sequência permo-carbonífera e/ou soleiras de diabásio (Juro-Triássicos) permeadas nesta mesma sequência.

Para se determinar a idade da estruturação, parte-se de duas constatações:

1- as dobras mapeadas correspondem a soleiras de diabásio, que por sua vez marcam um evento compressivo pós diabásio, também confirmado por Porsche (1985) para a idade das falhas da área do rio Juruá na Bacia do Solimões; no entanto, Silva (1987) contesta esta asserção, dizendo que os diabásios se amoldaram às dobras já existentes, referindo-se também à Bacia do Solimões e que as dobras são anteriores aos diabásios.

2-os sedimentos pouco ou não deformados do Cretáceo Superior a Terciário (Formação Alter do Chão) depositados discordantemente sobre a sequência paleozóica marcam o limite superior da

deformação, por conseguinte, a idade da estruturação é pós diabásio e anterior à Formação Alter do Chão, isto é, do neo-Jurássico a eo-Cretáceo.

5.5 - O Arco de Purus

O Arco de Purus, um elemento estrutural orientado aproximadamente na direção NW-SE, separa a Bacia do Amazonas da Bacia do Solimões e pode ser caracterizado através de mapas gravimétricos, de isópacas, seções geológicas e sísmicas.

O mapa estrutural do embasamento pré-cambriano nessa região (fig.36), confeccionado a partir de dados de poços, permite a visualização de uma feição estrutural arqueada a oeste de Manaus. Em termos gravimétricos, embora as unidades pré-paleozóicas sejam encontradas em níveis rasos, o alto estrutural corresponde a valores de anomalias bouguer de até -50 mgal (fig.37), sugerindo a presença de rochas com densidades baixas e correlacionáveis aos pacotes de rochas sedimentares das formações Prosperança e Acari (Caputo et al., 1972). Nos poços 2-SL-1-AM e 1-RL-1-AM, foram perfurados aproximadamente 1000m de rochas sedimentares da Formação Prosperança (fig.36), mas a leste desta área, nos poços 1-AM-1-AM e 2-AA-1-AM, o embasamento gnáissico é alcançado sem, no entanto, registrar tais pacotes de rochas sedimentares. Nesse caso, pode-se deduzir que se trata de uma faixa de aproximadamente 200 km de largura de rochas sedimentares antigas. Caputo (1984) interpretou esse conjunto sedimentar como restrito à área do Arco de Purus e, na oportunidade, sugeriu seu condicionamento a uma bacia denominada também de Prosperança. Outros poços perfurados na região do Arco de Purus

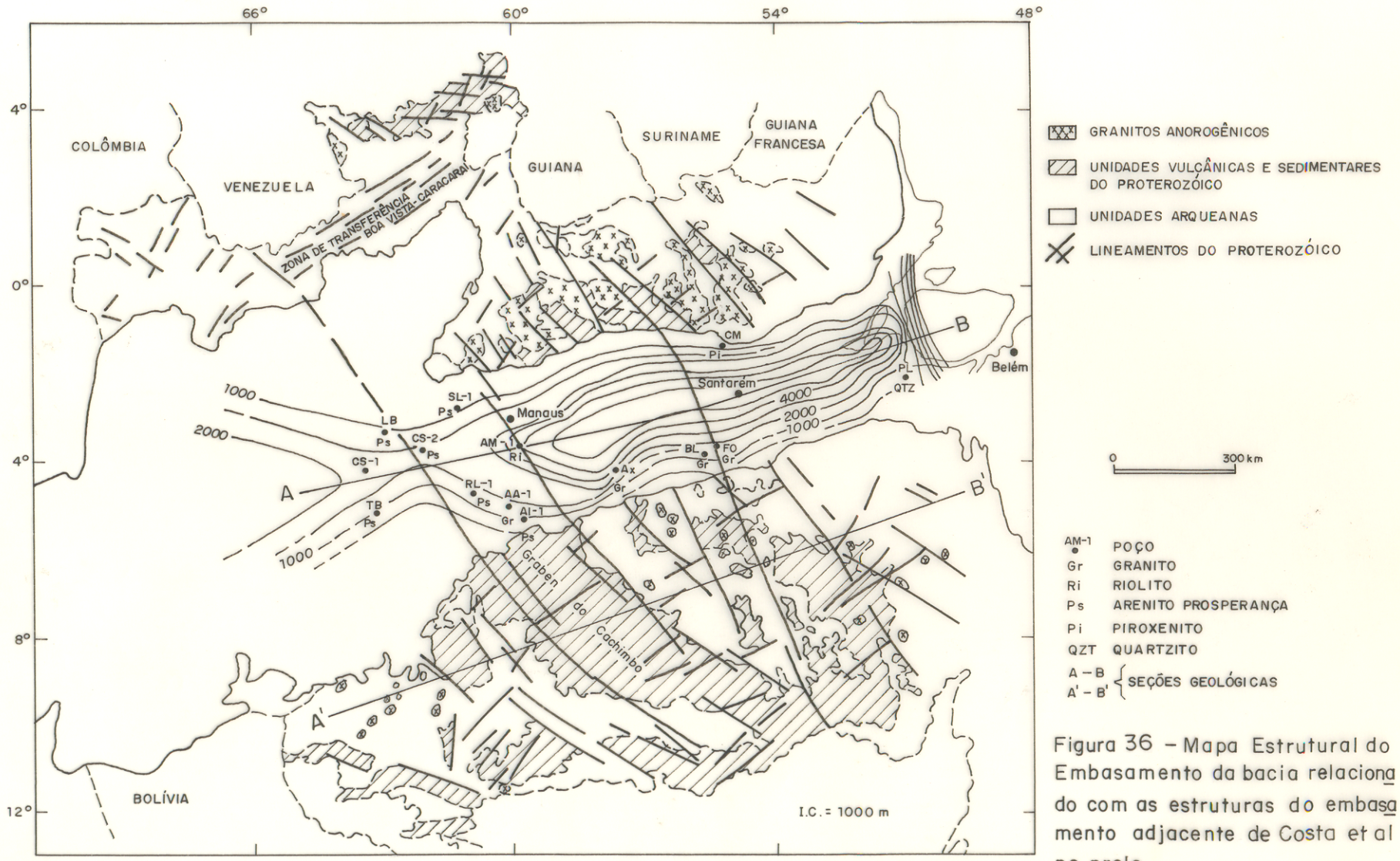


Figura 36 – Mapa Estrutural do Embasamento da bacia relacionado com as estruturas do embasamento adjacente de Costa et al no prelo.

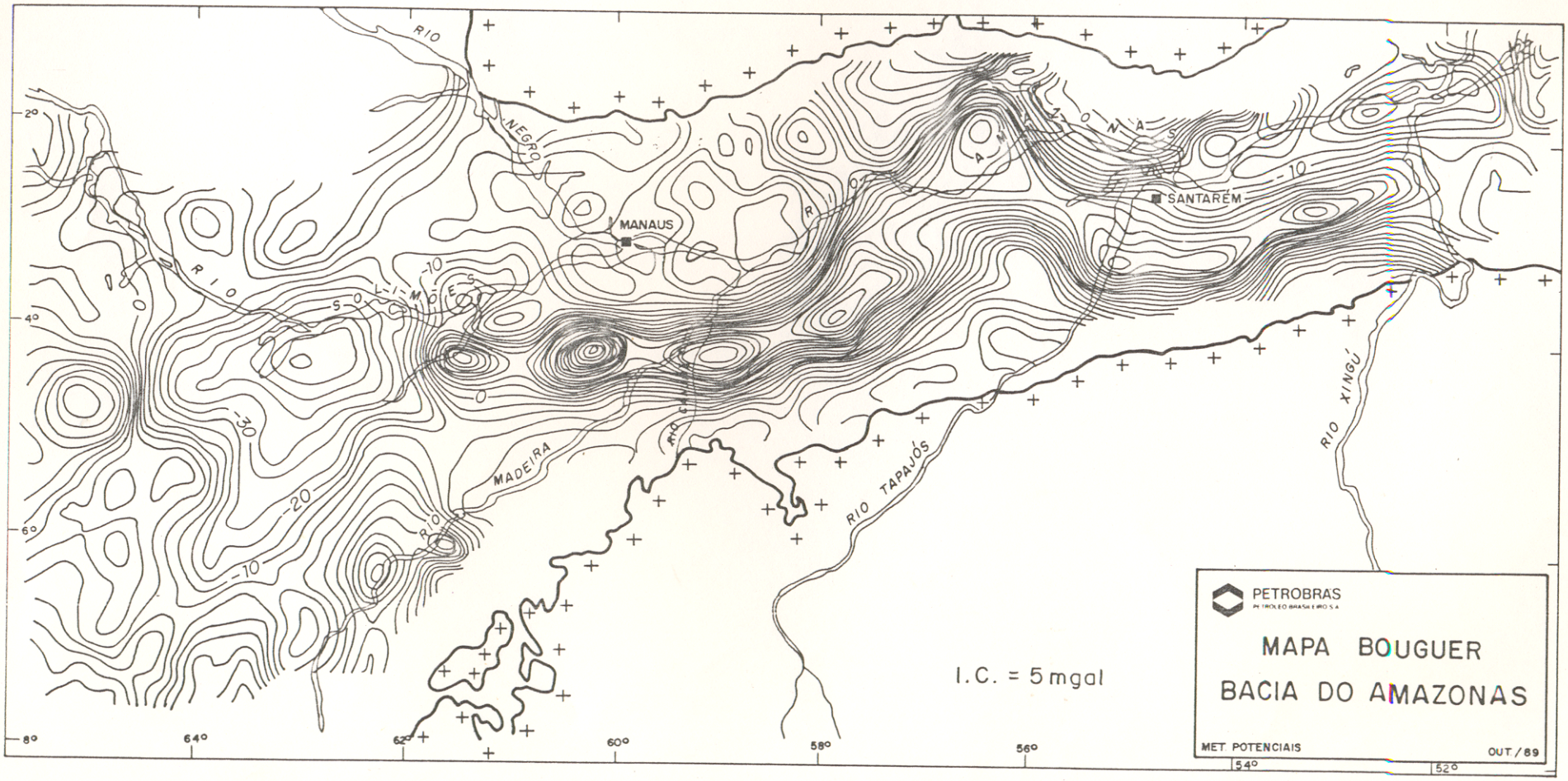


Figura 37 - Mapa Gravimétrico Bouguer da Bacia do Amazonas.

indicam, também, a existência de granitos e riolitos com idades entre 1000 e 1900 m.a., similares aos produtos ígneos presentes no âmbito do embasamento pré-cambriano da Amazônia como um todo (Amaral, 1984;Santos, 1984; Dall'Agnoll, 1986; Montalvão e Bezerra, 1985, entre outros).

Quando se analisa a área situada a sudeste do Arco de Purus, fora da bacia, constata-se a presença de uma faixa de direção NW-SE, onde ocorrem vulcânicas do Grupo Uatumã, sedimentos do Formação Beneficente, além de corpos graníticos. Tais unidades litológicas são limitadas por extensos lineamentos de direção NW-SE e interpretados como falhas normais (Costa et al., no prelo), que compõem a geometria geral do Graben do Cachimbo (Shobbenhaus et al., 1982) (fig.38) e desaparecem por baixo dos pacotes de rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Amazonas. Estruturas extensionais tipo rifte são também conhecidas na região do Arco de Purus, próxima ao poço RL-1-AM, como mostrada na fig.39, o que, com segurança, pode mostrar a influência dos falhamentos reativados no eo-Paleozóico, influenciando a sedimentação da bacia.

Desta forma, considerando a natureza e a distribuição das unidades lito-estruturais abordadas, sugere-se que o Arco de Purus represente o prolongamento da estrutura do Cachimbo para noroeste. É importante lembrar que Costa et al. (no prelo) interpretam as faixas de rochas vulcânicas e sedimentares orientadas na direção NW-SE, a norte e a sul da Bacia do Amazonas, como vinculadas ao desenvolvimento de grabens e hemi-grabens decorrentes da extensão regional NE-SW, no Proterozóico Médio. Nesse contexto, é provável a continuidade física dessas estruturas por baixo dos sedimentos paleozóicos da bacia.

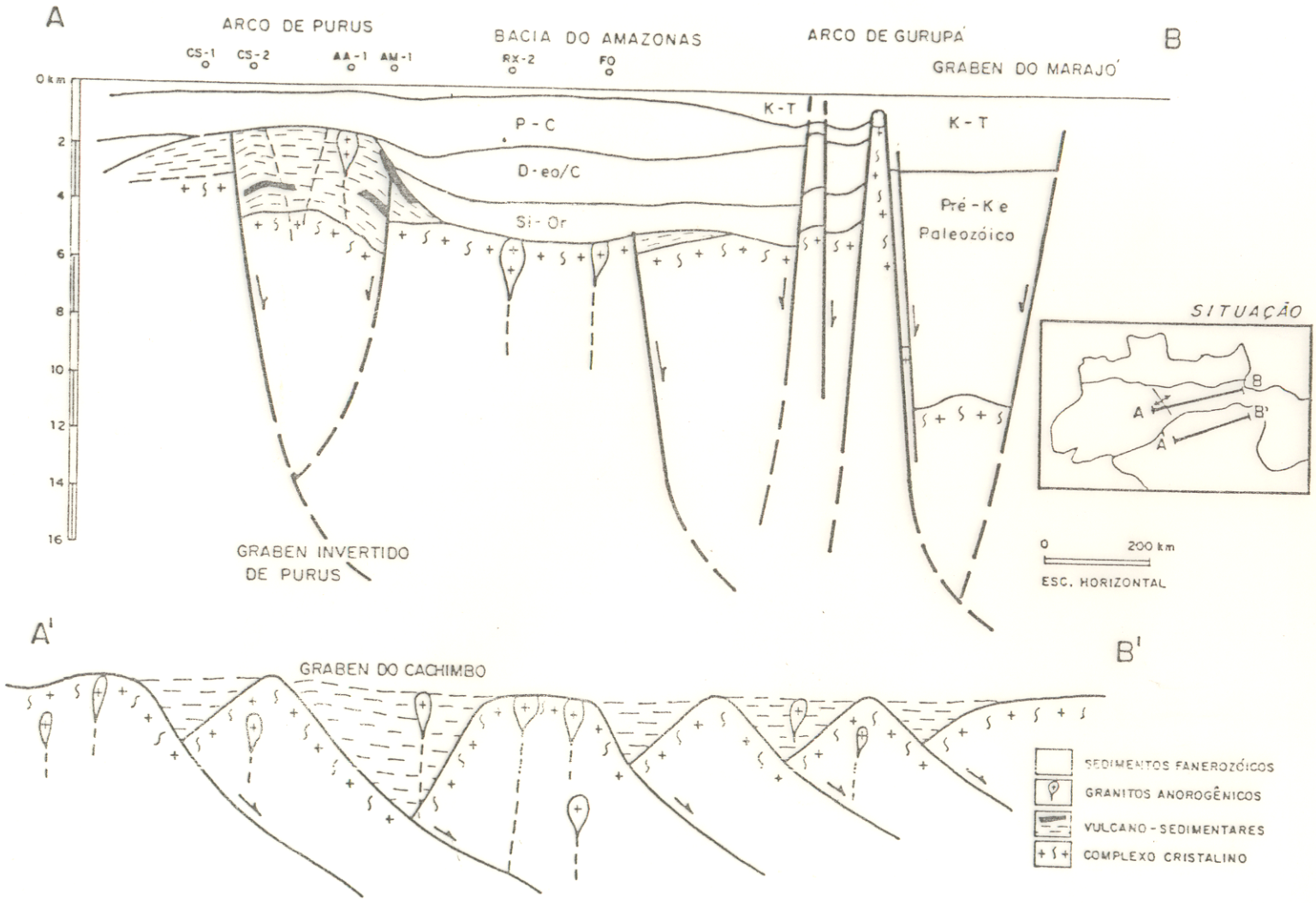


Figura 38 – Correlação entre as seções geológicas WSW-ENE na Província Tapajós A'-B' e na Bacia do Amazonas (A-B) (vide fig. 36 mapa de localização). A seção A'-B' é baseada em Costa et al, no prelo.

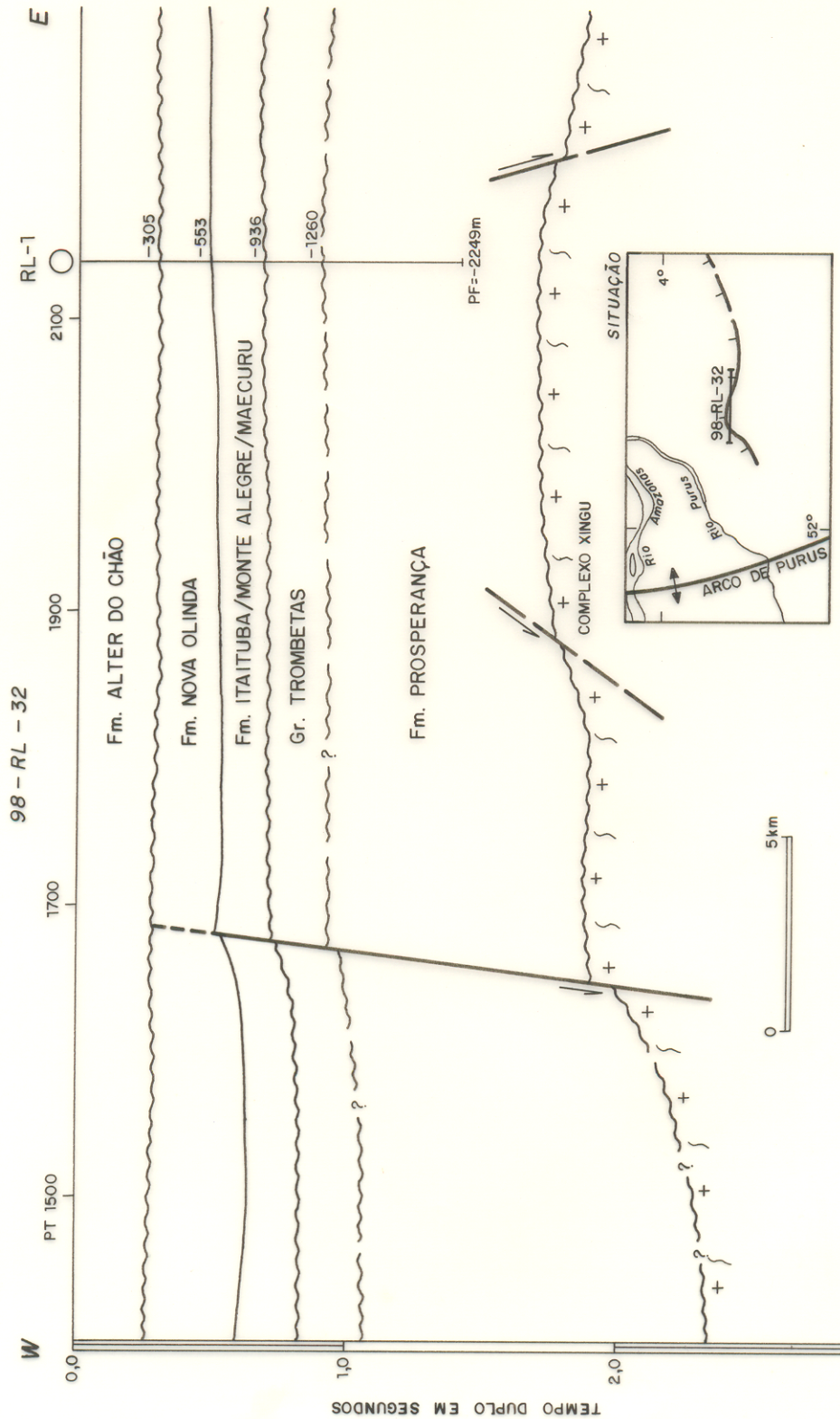


Figura 39 – Seção sísmica interpretada mostrando o embasamento cristalino e sedimentar da Bacia do Amazonas com um falhamento reativado até o paleozóico, e com maior atividade no tempo Nova Olinda (permiano).

Outro aspecto a destacar nesta oportunidade é a presença de dobras nas adjacências das falhas mestras NW-SE (Schobbenhaus, et al. 1982), indicando que a estrutura do Cachimbo deve ter experimentado inversão positiva fraca a moderada. A existência de um gradiente morfológico expressivo, na região do Arco de Purus, em particular na fase inicial de implantação da Bacia do Amazonas, é evidenciado através dos seguintes pontos:

1- os sedimentos paleozóicos da bacia ocorrem de forma "onlapante" na direção das bordas e "pinchando" na direção do Arco de Purus (Caputo, 1984), (fig.40);

2- no mapa de distribuição de argilas do Membro Barreirinha, da Formação Curuá (Carozzi et al., 1973), verifica-se que a maior concentração de caolinita se dá na direção do Arco de Purus, indicando que essa região atuou como área fonte na época (fig.41);

3- a análise dos mapas isópacos e dos poços da bacia mostra que não há registro de unidades siluro-ordovicianas e devonianas sobre o Arco de Purus, e as sequências permo-carbonífera e cretáceo-terciária comparecem nessa região através de uma seção com espessura em torno de 500m , embora totalizem mais de 2000m de espessura na direção do depocentro;

4- Carozzi et al. (1972), estudando o controle tectônico e sinsedimentar dos carbonatos permo-carboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda, concluiram que a bacia era uma grande área de sedimentação de baixa energia, muito sensível a pequenas mudanças do nível do mar e que pequenas mudanças tectônicas nos sedimentos podem ser notadas. Com base no estudo dessas sequências, pode-se separar feições positivas bem distintas, como é o caso do Arco de Purus, Plataforma de Manaus

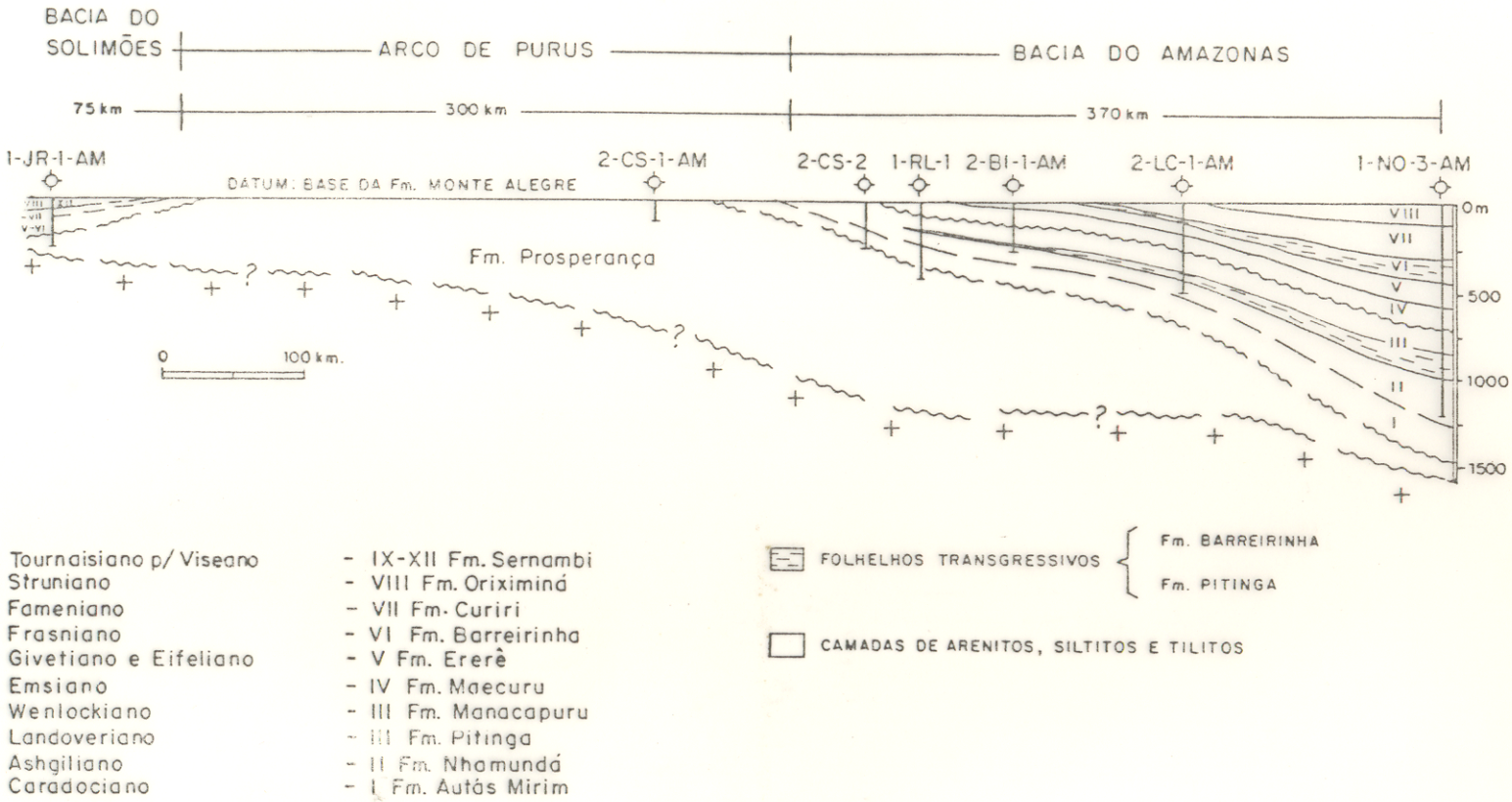


Fig. 40 – Camadas do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano sob a discordância pré-Monte Alegre, mostrando o afinamento das camadas em direção ao Arco de Purus. (Caputo, 1984).

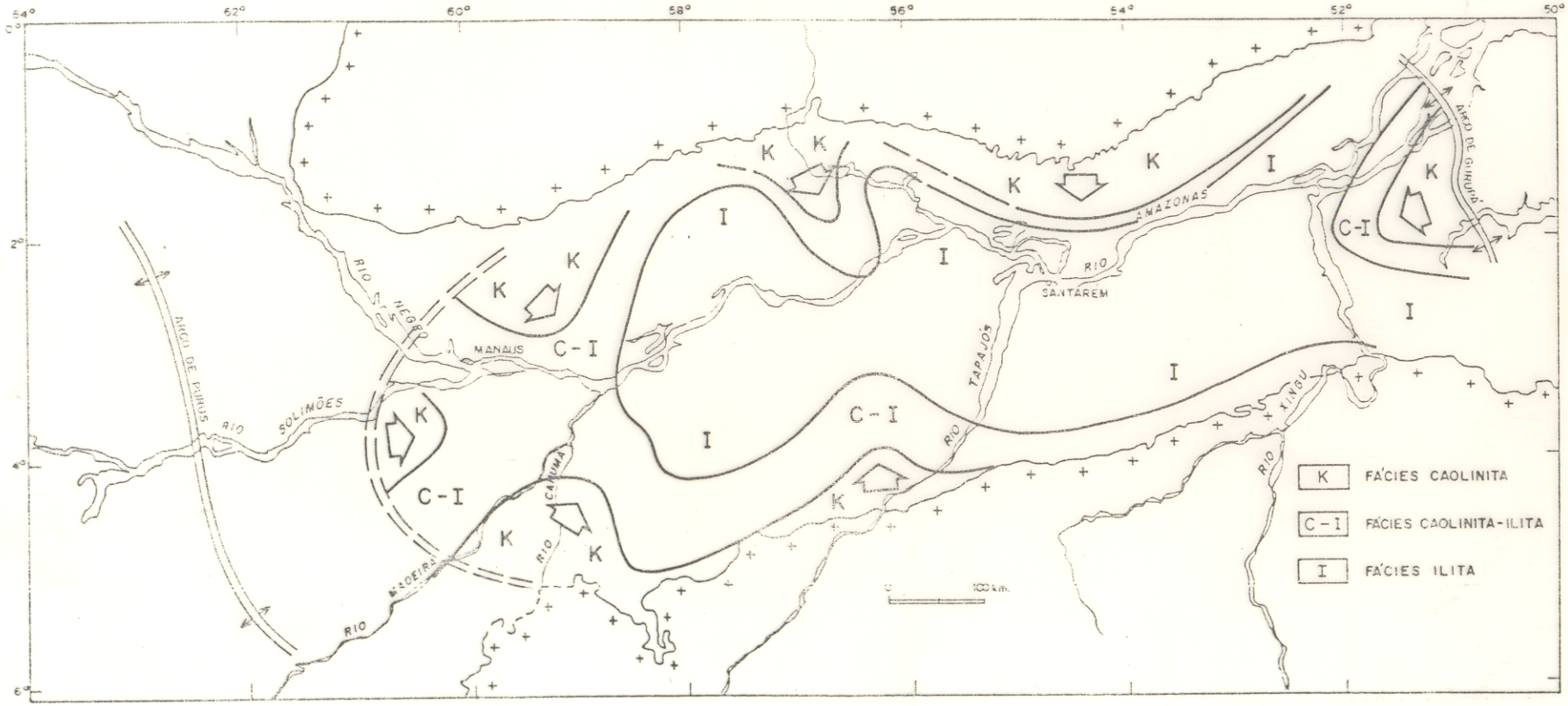


Fig. 41 - Distribuição dos minerais de argila. Fm. Curuá (Mb. Barreirinha). (Carozzi, 1973).

e Plataforma de Mamuru;

5- no Juro-Triássico, 90.000 km3 de diabásio permearam a seção sedimentar paleozóica, mas na região do Arco de Purus tais produtos são pouco expressivos, evidenciando que essa feição continuou como um bloco soerguido de baixa mobilidade (fig.17)

Tais aspectos permitem deduzir que o Arco de Purus funcionou como uma zona compartimental NW-SE, durante a evolução das bacias do Solimões e do Amazonas, de possível origem extensional, controlando, em particular, a migração lateral dos sistemas deposicionais.

5.6 - O Arco de Gurupá

O Arco de Gurupá é o elemento estrutural com direção NW-SE que marca a fronteira entre a Bacia do Amazonas e o Graben do Marajó. Essa feição é bem identificada a partir da interpretação de dados sísmicos, gravimétricos e poços.

Sobre o desenvolvimento desse arco, várias hipóteses foram discutidas, podendo-se destacar Miura et al. (1983) e Carneiro e Jucá (1985), quando reportam que o soerguimento se deu no final do Permo-Carbonífero, antecedendo ao tectonismo que culminou com a intensa atividade ígnea do Juro-Triássico e a ruptura do continente Pangaea. Caputo et al (1983) e Caputo (1984), tomando como base o trabalho de Smith (1982), mostram a correspondência do soerguimento com um "hot spot" no Estado da Califórnia no Permo-Triássico, formando então o rifte do Marajó. O atual arco corresponde apenas à ombreira do rifte.

Cordani et al. (1984) sugerem como zonas instáveis os limites das províncias geocronológicas do Pré-Cambriano e, como tais, propícias a movimentações tectônicas. Por exemplo, o limite entre a Província Maroni-Itacaiunas e a Faixa Móvel Paraguai-Araguaia, que criou a instabilidade para a formação do Arco de Gurupá. Por outro lado, Campos et al. (1987) atribuem a formação desse arco a Orogenia Fini-Herciniana. Sua evolução completa teria ocorrido no Juro-Triássico (magmatismo básico) a partir dos falhamentos normais.

Litologicamente, o Arco de Gurupá é caracterizado por sedimentos pré-cambrianos (Formação Prosperança), identificados nos poços 2-LI-1-Pa, 2-IT-1-Pa e por rochas do Complexo Xingu perfuradas pelos poços 2-JD-1-Pa e 2-BE-1-Pa, recobertos por sedimentos paleozóicos e cretáceo-terciários (fig.42).

Uma característica importante dessa área é a variação lateral de fácies que ocorre nos sedimentos da sequência permo-carbonífera. Na porção proximal ao arco, a razão clástico/químico é muito alta, tendo sido depositado, além de areia e folhelho, apenas calcário e raríssimos níveis de anidrita, ao passo que, na região distal, na mesma época, foram precipitados, folhelhos e sais de cloreto. Dessa forma, pode-se confirmar que, essa área era tipicamente de água rasa e provavelmente devia estar sob processos de soerguimento.

Pode-se constatar a idade do soerguimento do Arco de Gurupá analisando-se os poços 2-JI-1-Pa, 2-LI-1-Ap e 2-IT-1-Pa, (fig.42). A Fm. Alter do Chão, à medida em que se avança em direção do arco, recobre unidades cada vez mais velhas, chegando a assentar diretamente sobre o embasamento pré-cambriano sedimentar (Formação Prosperança) dando uma clara definição da época de formação dessa estrutura, isto é,

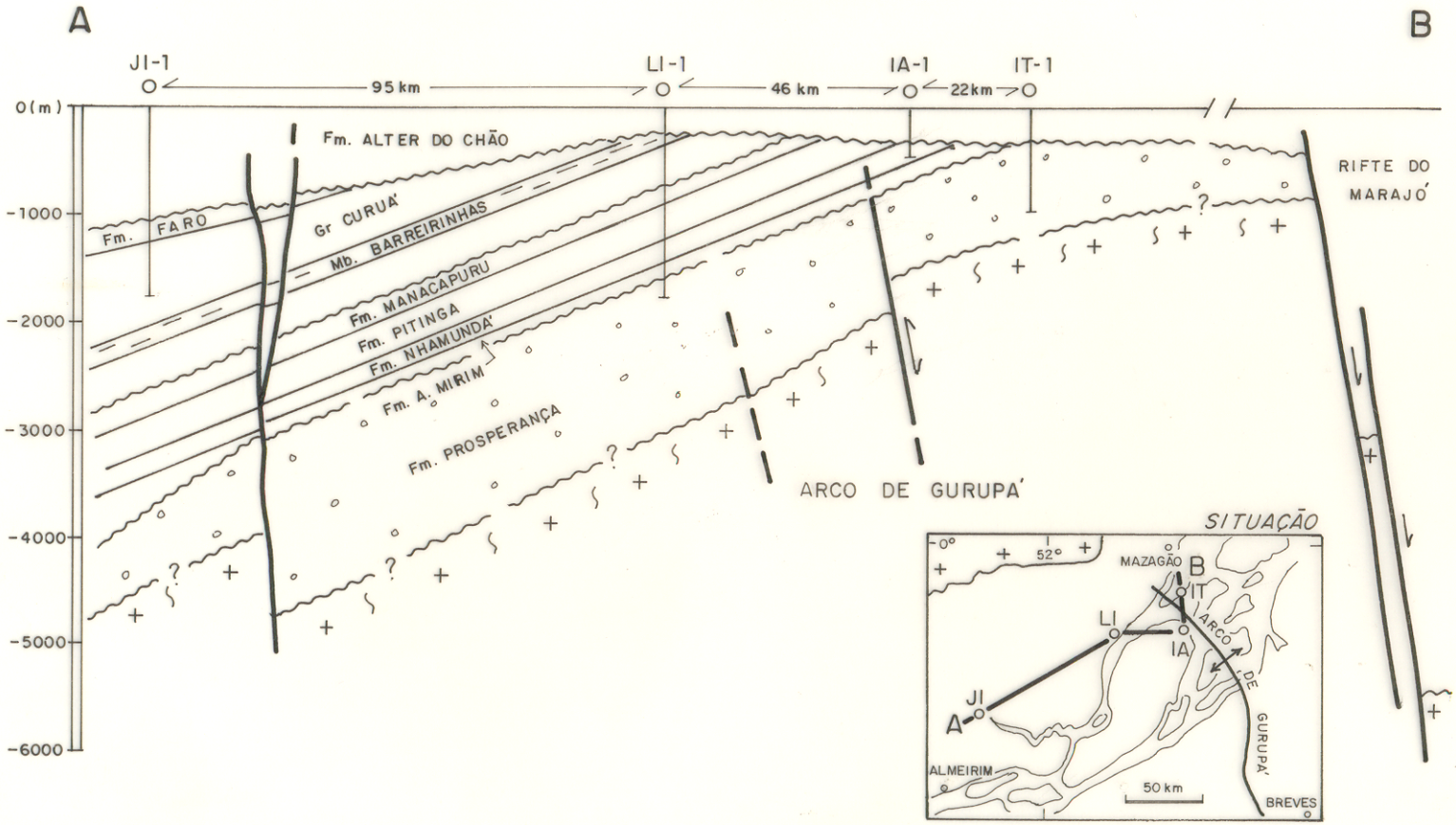


Figura 42 - Seção geológica no Arco de Gurupá, mostrando a discordância angular dos sedimentos paleozóicos com o cretáceo - terciário.

anterior aos sedimentos da Formação Alter do Chão de idade Cretáceo-Terciária.

Estruturalmente, a porção leste do arco é caracterizada por falhamentos normais de grande rejeito, enquanto no lado oeste, as falhas têm rejeito sensivelmente menores. Falhas de crescimento relacionadas à deposição dos sedimentos da Formação Alter do Chão, também são identificadas.

Ao se analisar o mapa gravimétrico no baixo rio Amazonas e na confluência com o rio Xingu, verifica-se uma anomalia negativa (-20 mgal) restrita, e que deve corresponder aos sedimentos pré-cambrianos da Fm.Prosperança, à semelhança do que acontece também no Arco de Purus.

Os poços 2-LI-1 e 2-IT-1 atingiram o embasamento sedimentar da bacia e perfuraram 196 e 596 metros de arenitos hialinos, duros, sem alcançar rochas do embasamento cristalino. Nestes poços os valores de anomalia Bouguer já são relativamente mais altos (-10 a -5 mgal), o que leva a supor que os sedimentos da Formação Prosperança estão menos espessos devido à erosão, e o embasamento cristalino também esteja mais raso devido à subida do arco, como mostrado nas figuras 29 e 30. Essas características são fortes evidências de que o atual arco, era uma feição negativa (grabenforme) no Proterozóico Médio.

Pode-se identificar, na seção sísmica da figura 30 e na seção geológica da figura 42, uma nítida discordância angular, formada pela erosão dos sedimentos paleozóicos e pré-cambrianos, sendo recobertos pelos clásticos da Formação Alter do Chão.

Durante toda a evolução da bacia, o Bloco 1, do qual faz parte o Arco de Gurupá, esteve submetido a movimentos

distensivos, e que foram os responsáveis pela instalação do Graben do Marajó, que antecederam a deposição dos sedimentos da Fm. Alter do Chão. Com a abertura do Graben do Marajó, há um alívio de carga, promovendo o soerguimento como ilustrado na figura 43a e b. Esse soerguimento é acentuado ainda mais no Cretáceo-Terciário (fig.43c), com algumas rotações nas adjacências do Arco de Gurupá, o que pode ser constatado pela existência de falhas de crescimento bem marcadas na seção sísmica 202-RL-28 (fig.30) o que vem a confirmar esse tectonismo. Pode-se sugerir, portanto, que o soerguimento e erosão, na região do arco, foi provocada tanto pela instalação do rifte do Marajó, anterior à deposição da Fm. Alter do Chão, quanto pela rotação associada ao falhamento normal lístrico, no Cretáceo-Terciário.

A região do Arco de Gurupá, tendo em vista uma herança tectônica bastante ativa, foi alvo de soerguimentos desde pelo menos o Frasniano, como pode ser constatado no mapa de minerais de argila do Membro Barreirinha (Carozzi et al. 1973). Nesse mapa, a fácies caulinita, que é característica de próximidade de área fonte, está localizada adjacente ao Arco de Gurupá, o que vem a confirmar a tendência de isostasia positiva.

Outras evidências apontam essa região como sendo área fonte e/ou em elevação, tais como:

- o mapa de isópacas da figura 33, só pode ser contornado até o rio Xingu, porque o datum utilizado (Marco S.01) é uma anidrita de ocorrência regional, e não se desenvolveu na área do arco. Gradativamente, ela passa para carbonato e arenito, à medida que se rastreia por perfís radioativos e elétricos de poços na direção do Arco de Gurupá;

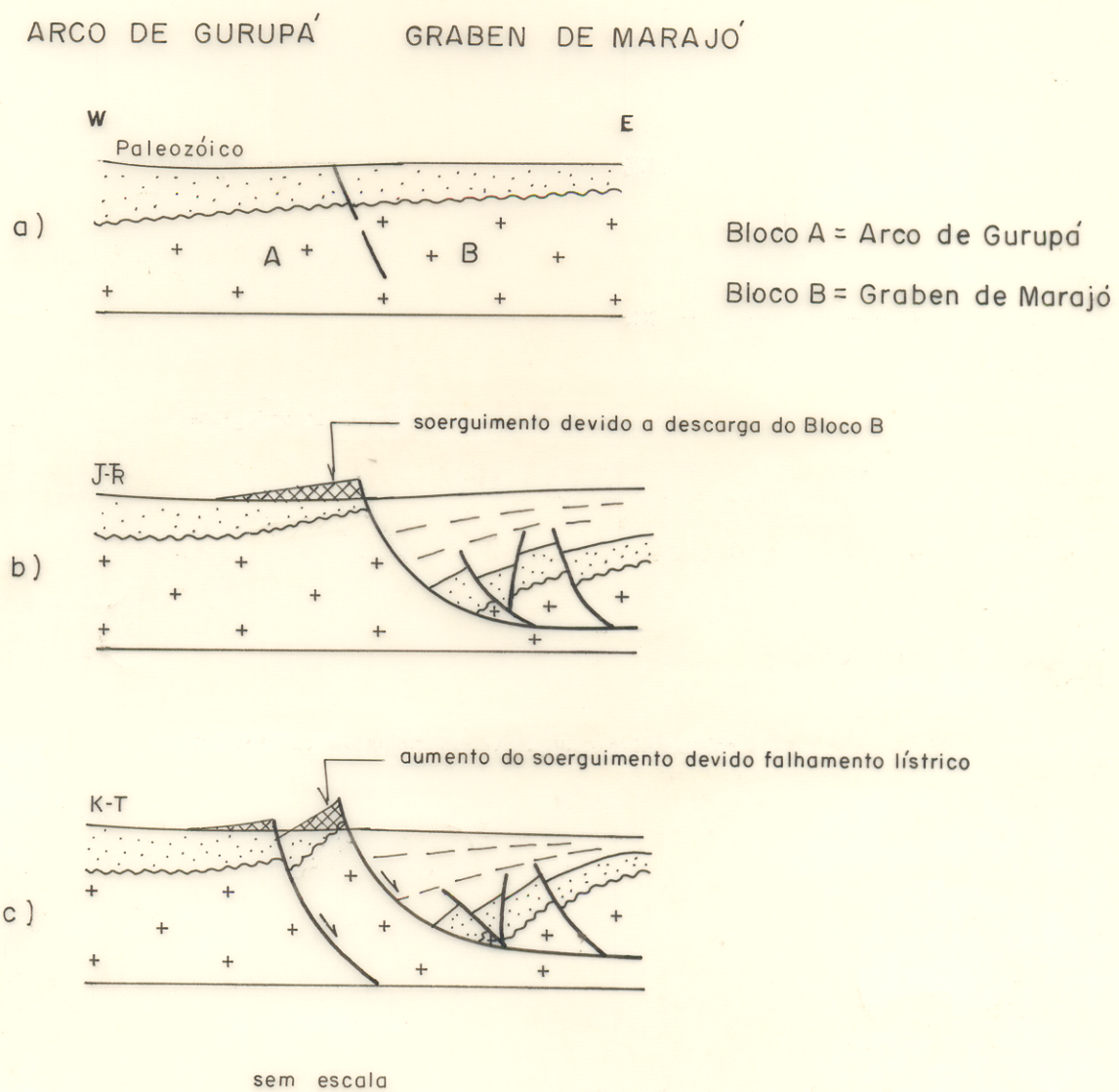


Fig. 43 - Evolução do Arco de Gurupá.

-qualquer mapa de isópacas do Paleozóico mostra adelgaçamento em direção ao arco, mesmo o de soleiras de diabásio tem essa tendência. Da mesma forma que no Arco de Purus, as isópacas são de 200 metros e no centro da bacia estão na faixa de 700 metros, confirmando que as soleiras têm forte controle estrutural.

Na atual posição do arco, que no desenvolvimento inícial da bacia era uma feição negativa por onde o mar começou a transgredir sobre o continente, deveriam ocorrer as maiores espessuras e os sedimentos mais antigos da bacia.

O mapa de isópacas do Siluro-Ordoviciano, o qual atinge no máximo 800 metros de espessura, não deve corresponder à feição inicial da bacia, posto que, a amostragem na porção central é quase inexistente e que provavelmente mostraria maior espessura na região do arco, por ser a área onde a bacia começou a ser preenchida e, conseqüentemente, devido ao peso dos sedimentos, sofreria maior subsidência. Como a amostragem para esse pacote é insuficiente, escolheu-se a seqüência devoniana/eo-carbonífera, melhor amostrada, e que revela perfeitamente que a maior espessura da bacia se concentra nessa área do arco.

Consideando o exposto, pode-se concluir que a região do Arco de Gurupá, foi, e continua sendo, uma área de grande instabilidade tectônica.

6 - RELAÇÕES ENTRE A BACIA DO AMAZONAS E AS ESTRUTURAS PRÉ-CAMBRIANAS

O quadro arqueano da Amazônia vem sendo discutido em termos de blocos crustais, constituidos internamente por granitóides, por sequências de rochas supracrustais tipo "greenstone belts", e por faixas de rochas de alto grau metamórfico nas suas bordas, representadas por granulitos e gnaisses diversos (Hasui et al., 1984).

Destacam-se, nesse arcabouço, os cinturões Imataca, Guiana Central, Amapá, Itacaiunas, Alto Tapajós e Rondoniano. Por baixo dos sedimentos da Bacia do Amazonas e Solimões, foram indicados os cinturões Madeira e Médio Amazonas. Tratam-se de unidades tectônicas caracterizadas por expressivas anomalias lineares gravimétricas e magnéticas, cuja evolução envolveu o soerguimento de rochas densas da base da crosta, através de zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento, sob condições térmicas dominantemente de fácies anfibolito. Sabe-se também, que a imbricação generalizada dos corpos geológicos foi acompanhada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transversais aos "trends" gerais dos cinturões, as quais podem ser entendidas como rampas laterais ou oblíquas (Costa, informação oral). Esse processo de articulação de blocos no Arqueano, impondo o desenvolvimento de cinturões de alto grau metamórfico na Região Amazônica, resultou no espessamento localizado da crosta continental em diversos segmentos. Os dados referentes à espessura da crosta continental na Amazônia Oriental indicam valores da ordem de 50 km (Rembarguer, 1984; Santa Rosa e Leite, 1988) e 40 km (Nunn e Aires, 1985).

No segmento crustal situado abaixo da Bacia do Amazonas, que corresponde ao Cinturão Médio-Baixo Amazonas, há registro de espessura crustal da ordem de 35 km (Nunn e Aires op.cit.). A interpretação dos dados gravimétricos disponíveis para essa região sugere que as anomalias lineares positivas podem estar relacionadas a "lascas" de rochas densas da base da crosta (rochas granulíticas), soerguidas pela tectônica de imbricação.

A evolução do Proterozóico Médio envolveu a instalação de dois segmentos extensionais principais (Costa el al., no prelo; Costa, inf.oral). O segmento setentrional, limitado pela zona de transferência Boa Vista-Caracaraí, compreende bacias caracterizadas por falhas normais E-W e falhas de transferência N-S, que acolheram os sedimentos do Supergrupo Roraima e as vulcânicas do Grupo Surumu (Pinheiro et al., 1989). No segmento meridional, implantaram-se várias bacias, cuja arquitetura inclui falhas normais NW-SE, falhas de transferência NE-SW e pacotes vulcânicos e sedimentares do Grupo Uatumã (Costa et al., no prelo). Tais estruturas têm continuidade física sob os produtos litológicos da Bacia do Amazonas (fig.36 e 38).

Os dois segmentos extensionais são separados pela zona de Transferência Boa Vista-Caracaraí (fig.36) e suas evoluções foram acompanhadas por extenso plutonismo ácido a intermediário.

Os dados ainda são poucos, mas já se esboça um quadro para o Proterozóico Superior que envolve inversão positiva fraca a moderada dos segmentos extensionais, expressa através de cavalgamentos com dobras métricas a quilométricas associadas. No Graben do Cachimbo, situado na parte sudoeste do

segmento extensional, as estruturas de inversão positiva são facilmente seguidas nos diversos mapas geológicos disponíveis (Schobbenhaus, et al. 1982).

A Bacia do Amazonas, instalada no Paleozóico, tem orientação geral NE-SW e é segmentada por falhas transferentes de direção NW-SE, resultando na estruturação em "dog leg". A orientaçaõ dos eixos dos depocentros é o reflexo direto da geometria das prováveis falhas normais mestras, geradas no estágio inicial de desenvolvimento da bacia.

Os pontos abordados permitem constatar que:

1- as linhas estruturais principais, que correspondem as zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento e as prováveis rampas laterais ou oblíquas do Cinturão Médio-Baixo Amazonas, devem ter funcionado como zonas de tranferência e zonas de falhas normais no Proterozóico Médio, respectivamente. No Proterozóico Superior essas zonas de fraqueza experimentaram movimentação compressiva;

2- a Bacia do Amazonas instalou-se sobre um segmento crustal espessado, que deve ter resultado da evolução estrutural do Cinturão Médio-Baixo Amazonas;

3- as prováveis falhas normais mestras da Bacia do Amazonas devem seguir rigorosamente as direções das zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento do Cinturão Médio-Baixo Amazonas;

4- as falhas de transferência NW - SE, responsáveis pela estruturação em "dog leg" da Bacia do Amazonas, seguiram a

orientação geral das zonas de falhas normais do Proterozóico Médio;

5- o Arco de Purus , que representa o prolongamento do Graben invertido do Cachimbo, funcionou como uma zona compartimental durante a instalação das bacias do Solimões e Amazonas;

6- Os elementos estruturais que compõem a arquitetura da Bacia do Amazonas foram fortemente controlados pela orientação das zonas de fraqueza do Pré-Cambriano, constituindo-se em um exemplo importante de tectônica ressurgente;

7- os segmentos transtensivos e transpressivos dos sistemas transcorrentes meso-cenozóicos, adaptaram-se à estruturação em "dog leg" criada no Paleozóico.

7 - CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS

Os principais produtos lito-estruturais da Bacia do Amazonas originaram-se a partir da atuação de seis eventos cinemáticos ou fases cinemáticas, através do Fanerozóico.

Primeiro Evento Cinemático

O primeiro evento cinemático está ligado a um regime essencialmente extensional de caráter regional, responsável pela instalação das prováveis falhas normais NE-SW no Cambro-Ordoviciano, a partir das reativações das zonas de cisalhamento principais do Cinturão Médio-Baixo Amazonas (fig.8). A deposição do pacote siluro-ordoviciano é a principal conseqüência da movimentação extensional inicial.

A progressão da deformação é materializada através da individualização das falhas trancorrentes NW-SE - entendidas como falhas de tranferência, controladas pelas linhas mestras (falhas normais) do Proterozóico Médio - e da deposição do conjunto devoniano/eo-carbonífero.

Embora não haja registro de forte movimentação nas falhas normais, vistas até o momento, apenas no Arco de Purus e na Plataforma de Cupari a subsidência prossegue, promovendo a implantação do pacote permo-carbonífero, o qual mostra zonas de sedimentação bem mais ativas condicionadas pelas linhas de charneiras, as falhas normais reativadas (fig.34), que são o prolongamento das falhas normais mestras, acompanhada por movimentos importantes ao longo das diversas falhas de transferência.

Admite-se que as discordâncias erosivas que separam os três pacotes sedimentares paleozóicos, sejam reflexos dessas várias fases cinemáticas, que promoveram movimentações nas falhas normais e a consequente transgressão-regressão sucessivas do mar em diversos períodos. Complicações locais, inerentes à interação complexa de sistemas deposicionais, decorrentes de movimentações nas falhas de tranferência, devem existir. Uma dessas anomalias pode ser observada na borda sul da bacia próximo ao rio Tapajós, onde se constata a presença de halita no poço Fordlândia Nº1 e Buiussu Nº1 enquanto que, no poço Cupari Nº1, situado entre os dois, a halita está ausente. A ausência deve estar relacionada ao posicionamento estrutural à época da deposição, pois a correlação entre os três poços indica uma variação lateral de fácies em direção ao poço Cupari Nº1 (fig.44).

No Permo-Carbonífero, a arquitetura da bacia paleozóica, composta pelas falhas normais e transferentes, pelos diversos pacotes sedimentares, pela geometria em "dog leg" e pelas discordâncias erosivas, está completa. A ausência de produtos ígneos, de falhas de crescimento, de discordâncias angulares, de dobras, de camadas fortemente basculadas e de registro de crosta fortemente adelgaçada no arcabouço tectônico paleozóico, permitem deduzir que o fator de estiramento **B** associado, não deve ter sido superior a 1.62 (1.62 é o valor crítico de **B**, calculado por Keen (1987), a partir do qual há fusão parcial e geração de magma a nível da astenosfera). Nunn e Aires (1985) calcularam um fator de estiramento da ordem de 1.65 para o rifte inicial, considerando que abaixo da calha, a crosta continental teve sua espessura modificada de 40 km para 30 km.

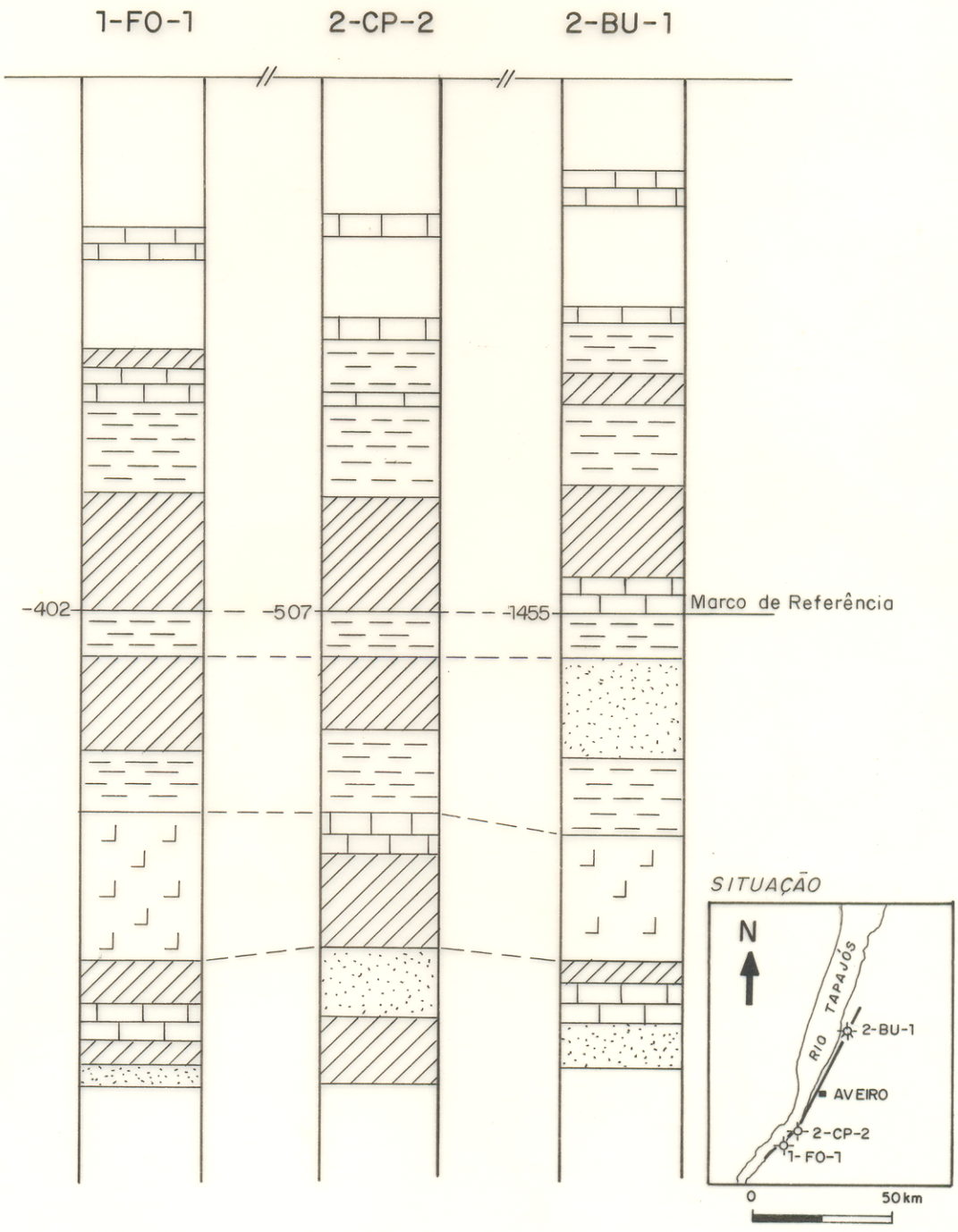


Figura 44 – Correlação estratigráfica mostrando a variação de fácies.

De acordo com Bahia e Abreu (1985), os máximos gravimétricos, que coincidem aproximadamente com o eixo central da bacia, representam frações da crosta oceânica ligadas à evolução de um rifte abortado. No entanto, sabe-se que a formação incipiente de crosta oceânica implica em um fator de estiramento superior a 3,5 e, nesse caso, não se pode explicar os produtos lito-estruturais do arcabouço paleozóico da Bacia do Amazonas, uma vez que, até o momento, não foi perfurada nenhuma rocha ígnea de idade paleozóica. que comprove o estiramento. Por outro lado, não se pode considerar apenas a sobrecarga dos sedimentos como a causa principal para a formação da bacia paleozóica, pois, seria necessário uma depressão inicial com aproximadamente 1,3 km de profundidade, para ser preenchida com sedimentos, de modo a alcançar 4 km de espessura somente devido à sobrecarga. Chega-se a esse resultado empregando-se a equação:

$$Ts = \frac{(dm - dw)}{(dm - ds)} T0 \ ,$$

onde, Ts= acumulação total dos sedimentos, T0= profundidade da depressão inicial e dm,s,w= densidade do manto (3,3 g/cm3), dos sedimentos (2,55 g/cm3) e da água, respectivamente.

Conforme o exposto, pode-se concluir que apenas um mecanismo não é capaz de formar a Bacia do Amazonas mas sim a combinação dos três principais: pequeno estiramento crustal com conseqüente subida da isoterma de 1330oC (Mckenzie, 1978); subsidência por sobrecarga dos sedimentos e subsidência por aumento de densidade da fração da astenosfera soerguida devido ao resfriamento. Caso houvesse primeiro a subida da isoterma para provocar o soerguimento da crosta seguido de erosão e

depois subsidência, deveríamos ter duas bacias periféricas alongadas eo-paleozóicas, adjacentes à atual Bacia do Amazonas, o que não se observa.

Em termos globais, aceita-se que esse evento extensional do Paleozóico esteja intimamente associado com a evolução do Oceano Iapetus, ou Proto-Atlântico. A figura 45 resume as principais etapas de instalação e fechamento do Oceano Iapetus (Murphy, 1976; Windley, 1981; Horton et al., 1989; Dallmeyer, 1989) e suas relações com a formação da Bacia Paleozóica do Amazonas.

É importante ressaltar que o Arco de Purus deve ter se mantido ativo durante toda a evolução cinemática extensional do Paleozóico, uma vez que os produtos litológicos da Bacia do Solimões são sensivelmente diferentes daqueles pertencentes à Bacia do Amazonas (Caputo, 1984; Silva, 1987). Nesse caso, a região do Arco de Purus funcionou como um anteparo que controlou a migração lateral da sedimentação nas duas bacias. Por exemplo, a Bacia do Amazonas começou a ser preenchida por sedimentos no Ordoviciano (Sampaio e Northfleet, 1973) e a do Solimões só a partir do eo-Siluriano (Caputo, 1984; Neves, 1989; GT-Petrobrás, 1990).

Segundo Evento Cinemático

No final do Paleozóico, a região abordada experimentou soerguimento generalizado, expresso através de erosão de parte significativa do pacote permo-carbonífero. Esse soerguimento foi provocado pelo choque do Gondwana com a América do Norte. Até o momento não foram reconhecidos os produtos estruturais ligados a essa fase cinemática, além da

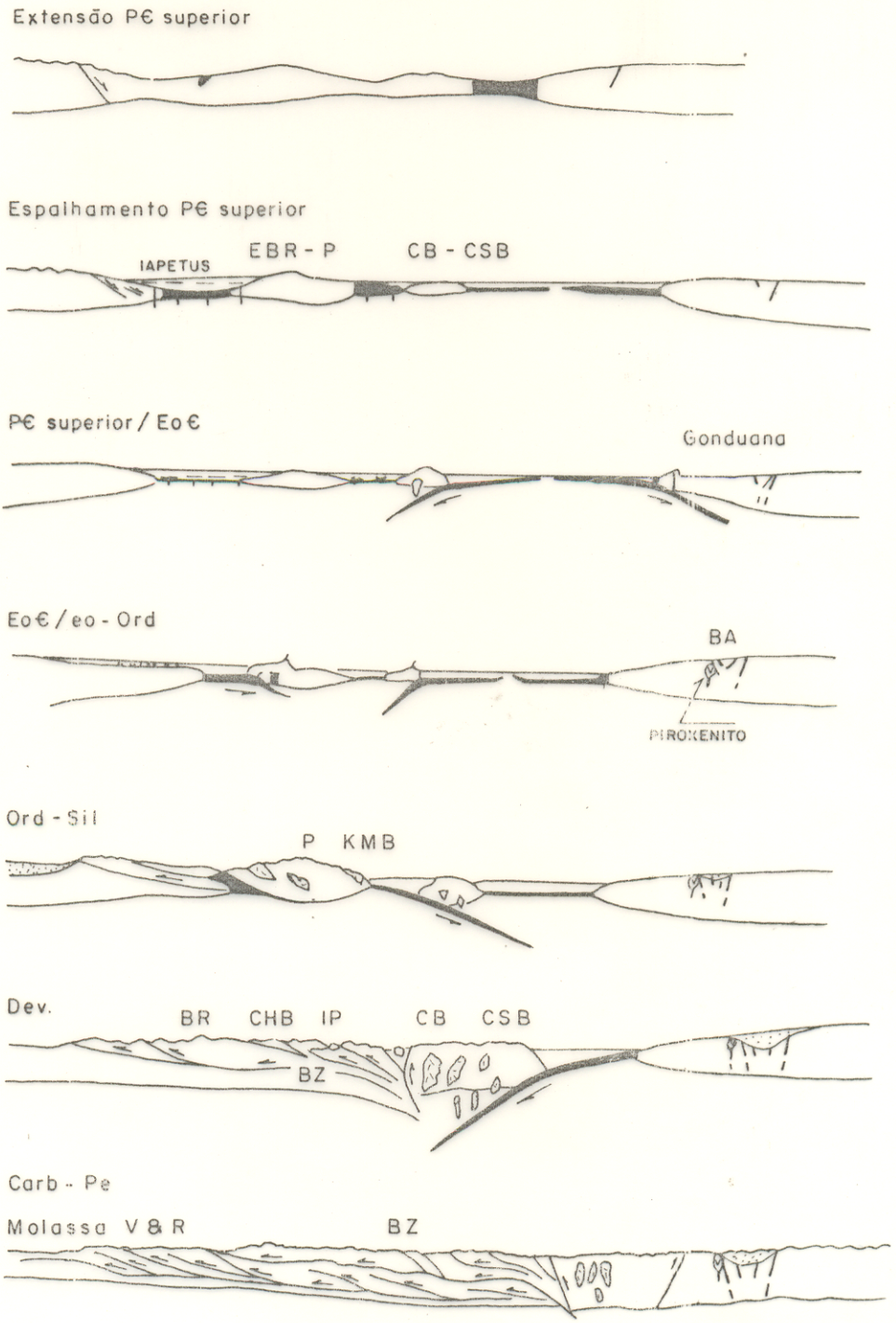


Figura 45 - Evolução da Bacia do Amazonas e sua relação com a abertura e fechamento do Oceano Iapetus. EBR: eastern Blue Ridge, P: Piedmont, CB: Charlotte Belt, CSB: Carolina Slate Belt, BR: Blue Ridge, V & R: Valley and Ridge, BZ: Brevard zone, BA: Bacia do Amazonas (modif. Hatcher and Odom, 1980).

discordância erosiva que separa esse pacote dos sedimentos do Cretáceo-Terciário. No entanto, é previsível o desenvolvimento de dobras centimétricas a quilométricas, bem como falhamentos, para acomodar parte da movimentação ascencional, resultante da colisão supracitada.

Esse evento cinemático deve corresponder aos estágios finais de fechamento do Oceano Iapetus, quando a Cadeia Apalachiana completa sua evolução tectônica (fig.45).

Terceiro Evento Cinemático

Durante a abertura do oceano Atlântico Norte e Equatorial, o regime tectônico era do tipo distensivo e que provocou a intrusão de diques nas regiões adjacentes ao recém criado oceano, assim como no interior da placa. A direção principal desses diques é função da direção da distensão e dos lineamentos já existentes.

Na América do Sul, tanto na Guiana Francesa (Teixeira et al., 1985) quanto no Amapá (Lima et al. 1974) a direção dos diques variam de N-S a N20oW cuja idade média é de 210 m.a.. Na região do Domo de Monte Alegre, Lago Erepecu (borda norte da bacia), nos afloramentos da borda sul, entre os rios Tapajós e Xingu, a direção dos diques são da ordem de N20oE a N30oE, com variações para a direção N-S, enquanto que, próximo a Manaus, os diques mapeados por sísmica e gravimetria são tipicamente N-S e no embasamento adjacente a direção que predomina é a N-S. Como pode-se notar, existe um leque de direções, as quais correspondem a direções de lineamentos, reativadas durante o magmatismo no juro-triássico.

Considerando a direção da distensão E-W e a disposição dos lineamentos (N20oW a N30oW) é possível admitir que essas direções se comportaram como falhamentos normais e, com o resfriamento do diabásio, foram ativados e favoreceram a instalação de feições grabenformes, aproximadamente perpendiculares ao comprimento maior da Bacia do Amazonas e que foram preenchidos por sedimentos da base da Formação Alter do Chão. Essa suposição pode ser constatada ao se analisar a figura 30, na região do Arco de Gurupá. O falhamento normal lístrico (L), que aparece na figura 30, revela que, durante a deposição da Formação Alter do Chão, as falhas estavam ativas e, como a direção dessa é da ordem de N30oW, pode-se admitir que esteja ligada ao movimento distensivo do eo-Jurássico/neo-Cretáceo.

Quarto Evento Cinemático

O quarto evento cinemático é materializado, em particular, pelo conjunto de dobras que compõe o segmento compressivo nos Blocos 2, 3 e 4, na porção central e oeste da bacia e pelo segmento distensivo no Bloco 1. Tratam-se de estruturas que resultaram da atuação de movimentos transcorrentes dextrais no Cretáceo Inferior.

A magnitude da movimentaçao ainda não é bem conhecida, mas sabe-se que, na Bacia do Solimões, há também registros de estruturas transcorrentes geradas durante esse episódio cinemático (Caputo, 1984; Porsche, 1985; Brazil, 1989)

A origem desse movimento direcional também ainda não foi devidamente esclarecida.

Quinto Evento Cinemático

Durante o Cretáceo Superior - Terciário, a área investigada foi submetida a movimentos subsidentes, propiciando a instalação do pacote Cretáceo-Terciário. Ainda não se conhecem bem as estruturas geradas nesse evento, mas deduz-se que falhas normais NE-SW devem compor parte da arquitetura dessa bacia,assim como falhas normais lístricas dessa época com direção NW-SE são bem definidas na região do Arco de Gurupá (fig.29 e 30). Esse falhamento é ativo durante a deposição dos sedimentos da Formação Alter do Chão.

As falhas de tranferência NW-SE, criadas no Paleozóico, foram reativadas, acentuando a estruturação em "dog leg".

Admite-se que esse evento esteja relacionado ao regime essencialmente extensional que promoveu a formação do Oceano Atlântico e das bacias cretáceas dentro da placa Sul-Americana. Faltam estudos de superfície para definir a direção de estiramento máximo para a Bacia do Amazonas nessa época.

Sexto Evento Cinemático

A última movimentação na região é expressa através dos segmentos transtativos e transpressivos atrelados a sistemas transcorrentes dextrais NE-SW do Terciário-Quaternário. Destacam-se nesse contexto as dobras e estruturas em flor negativa da região do rio Tapajós (fig.46) e as estruturas transcorrentes da área de Gurupá (fig.30 e 47)

Essa movimentação é interpretada como reflexo da evolução da Cadeia Andina, dentro da Placa Sul-Americana.

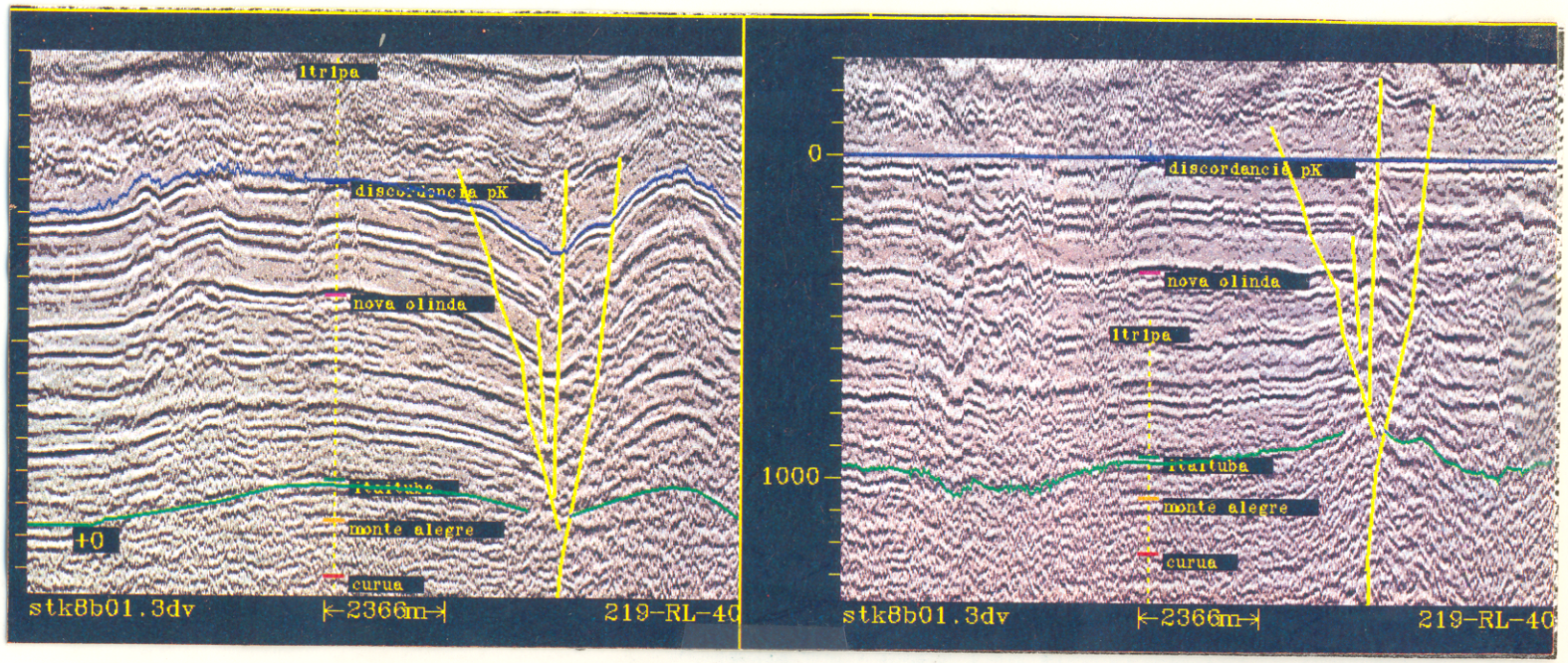


Fig. 46 – a) Seção sísmica com dobras envolvendo tanto o Paleozóico quanto o Cretáceo – Terciário. Notar a estrutura em flor negativa à direita da foto.

b) Mesma seção sísmica, com a discordância horizontalizada mostrando que não há dobramento anterior à mesma. (Localização na fig. 34)

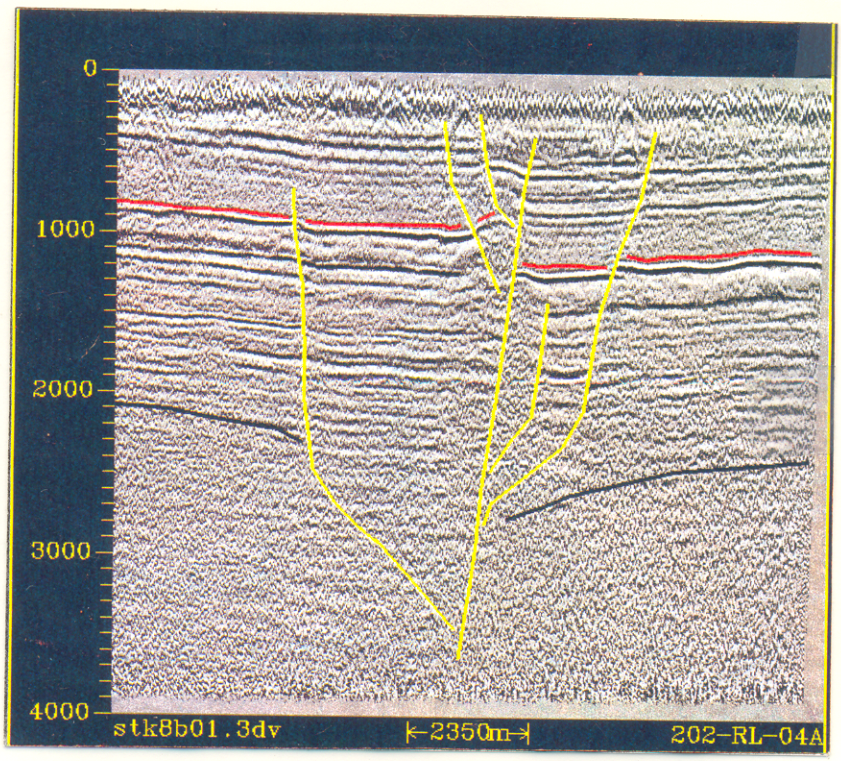


Fig. 47 – Seção sísmica atravessando falha transcorrente. Notar a interrupção dos refletores; dobramentos só à esquerda da falha principal, atingindo até o Cretáceo – Terciário, indicando tectonismo até esta idade. (Localização na fig. 34).

Em resumo, a evolução da área estudada envolve os seguintes regimes tectônicos através do Fanerozóico:

1-Regime extensional regional eo-Paleozóico

2-Regime ascencional regional no final do Paleozóico

3-Regime extensional do final do Jurássico.

4-Regime transcorrente dextral no Cretáceo Inferior

5-Regime extensional regional no Cretáceo-Terciário

6-Regime transcorrente dextral no Terciário-Quaternário

CONCLUSÕES

1. O Pré-Cambriano da região amazõnica está ligado a dois eventos termo-tectônicos principais: o primeiro, impôs as linhas estruturais mestras de direção NE-SW, NW-SE e E-W e o segundo, de natureza distensiva, desenvolveu falhamentos normais com direção NW-SE e WNW-ESE e falhas de transferência NE-SW.

2. A instalação da Bacia do Amazonas está ligada aos lineamentos NE-SW e E-W de idade pré-cambriana que foram reativadas distensivamente durante a abertura e fechamento do Oceano Iapetus no Paleozóico.

3. Os lineamentos com direção NW-SE durante o desenvolvimento da bacia, se comportaram como zonas compartimentais, segmentando a bacia em blocos distintos e desenvolvendo altos internos como o de Igarapé Cuia, no qual foram encontrados os melhores indícios de hidrocarbonetos da bacia.

4. A zona compartimental onde se localiza o Arco de Purus evoluiu a partir do prolongamento do Graben do Cachimbo. Com base nas informações de superfície esta região sofreu inversão com magnitude fraca a moderada.

5. No decorrer do Fanerozóico a Bacia do Amazonas esteve sob a ação de seis pulsos cinemáticos, responsáveis pela sedimentação e estruturaçao.

6. A feição **dog leg** desenvolvida na bacia é o reflexo da sedimentação em calhas distintas as quais foram posteriormente interligadas.

7. O volume de diabásio associado a bacia, com base no mapa de isópacas, é da ordem de 90.000 km3 e concentra-se principalmente na seção permo-carbonífera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AIRES, J.R. 1984. Estudo do vulcanismo básico da Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro. PETROBRÁS/CENPES. 64p. (Rel. Interno).

----------. 1985. Evolução Tectônica da Bacia do Baixo Amazonas, Brasil. Tese de Mestrado da Universidade Federal de Ouro Preto. p.116

ALMEIDA, F.F.M e NOGUEIRA Filho, J.V. 1959. Reconhecimento Geológico do Rio Aripuanã. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. DNPM. Rio de Janeiro. Boletim 199.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B. e FUCK, H. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Atas do Simp. Geol.Nordeste, Campina Grande, p. 363-391.

ALMEIDA, F.F.M. 1974. Evolução TectÕnica do Craton do do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. Rev.Bras. Geoc. 4(3): 191-204.

ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com os seus homólogos do hemisfério norte. In: An. XXX Cong.Bras.Geol. Recife, 6:2393-2407. Recife.

ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min., DNPM. Boletim 241, 36p.

AMARAL, G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da região amazônica. São Paulo, 212p. Tese de Mestrado pelo Inst.Geoc. Univ.S.Paulo.

AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA F.F.M. § HASUI, Y (eds). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blucher. cap. 2, p. 6-35

ANDRADE, C.A. & CUNHA, F.M.B. 1971. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: Cong. Bras. Geol., São Paulo, SBG, v.3, p.93-112.

ARAÚJO, J.B. 1972. Reavaliação dos dados de refração sísmica na Bacia do Amazonas.Belém. PETROBRÁS/RENOR.(Rel. Interno).

ARAÚJO, O.J.B & MAIA, R. G. N. 1990. Projeto Carajás. Programa Grande Carajás. Conv. DNPM/CPRM (inédito) .

BASEI, M.A.S. 1977. Idade do Vulcanismo Ácido-Intermediário na Região Amazônica. São Paulo. Tese de Mestrado do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

BAHIA, R.R., e ABREU, F.A.M. 1985. O rift do Amazonas - Sistema aulacogênico na plataforma amazônica. In :Anais II Simp. de Geol. da Amazônia, Belém, v.1, p. 222-241

BEZERRA, P.E.L. e MONTALVÃO, R.M.G. 1985. As sequências supracrustais do Arqueano e Proterozóico Inferior no setor norte do Craton Amazônico em território brasileiro. In: Anais do II Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, SBG, Núcleo Norte, v.1, pp.44-58.

BRAZIL, I.R. 1989. O potencial petrolífero e as perspectivas exploratórias da Bacia do Solimões. In: I Seminário de Interpretação Exploratória, Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX,. p.3-12.

BURRUS, J. 1989. Review of Geodinamic Models for Extensional Basins; The Paradox of Stretching in the Gulf Lions (Northwest Mediterranean)- Bull.Soc. 2 (8):377-393

CAMPOS, J.N.P.; TEIXEIRA, L.B.; WANDERLEY FILHO, J.R. 1987. Movimentos Tectônicos Rotacionais Terciários na Bacia do Baixo Amazonas. In: Tectos-1 - 1º Seminário de Tectônica da Petrobrás/DEPEX, Rio de Janeiro, p.54-76.

CAMPOS, J.N.P. e TEIXEIRA, L.B. 1988. Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas. In: Anais XXXV Cong.Bras.Geol. Belém,v.5, p.2161-2172.

CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas-histórico e atualização. In:Anais do XXVI Cong.Bras.Geol., Belém, v.3 p.35-46.

CAPUTO, M.V., MARQUES, L.F.P., CARVALHO, L.C.A. 1983. Desenvolvimento Tectônico das Bacias do Parnaíba e Amazonas. Belém, PETROBRÁS/DENOR, 49p. (Rel. Interno)

CAPUTO, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Nortern Basins of Brasil. Santa Bárbara, 583p. (Tese de Doutorado da Universidade da Califórnia)

CAPUTO, M.V. 1985. Origem do alinhamento estrutural do Juruá - Bacia do Solimões. In: Anais do II Simp. Geol. Amazônia, Belém, v.1, p.242-258.

CAPUTO, M.V. 1986. Exploração de petróleo na Região Amazônica. In: III Congresso Brasileiro de Petróleo, Rio de Janeiro, 31p.

CAROZZI, A.V.; PAMPLONA, H.R.P.; CASTRO, J.C.; CONTREIRAS, C.J.A. 1973. Ambientes Deposicionais e Evolução Tectosedimentar da seção clástico-paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. In: Anais XXVII Congr. Bras. Geol. Aracaju, v.3 p.279-314.

CAROZZI, A.V., ALVES, R.J., CASTRO, J.C. 1972. Controle Tectônico Sinsedimentar dos Carbonatos permo-Carboníferos das Formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas, Brasil. In: XXVI Cong. Bras. Geol. Belém,v.3, p.47-64.

CARNEIRO, R.G. e JUCÁ, G.A.C. 1985. Tectonismo Epirogenético e Transtensivo no Baixo Amazonas. Belém, PETROBRÁS/DINTER. 8p. (Rel.Interno).

CASTRO, P.J.M. e LOBATO, J. 1965. Interpretação do detalhe gravimétrico no rio Uatumã. Belém, PETROBRÁS/DEPEX,11p. (Rel. Interno)

CASTRO, P.J.M. 1964a. Interpretação do detalhe gravimétrico em Rosarinho. Belém, PETROBRÁS/DEPEX. 20p. (Rel. Interno).

----------. 1964b. Uma interpretação do detalhe gravimétrico nos rios Preto da Eva e Urubu. Belém, PETROBRÁS/DEPEX.27p. (Rel. Interno).

CHANDLESS, W. 1862. Notes on the river Arinos, Juruena e Tapajós: J. Royal Geographical Society, London, 32:268-280

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI,M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronologicos. In:Congr. Chileno de Geologia, 2, Arica, p.137-148.

CORDANI, U.G. e NEVES, B.B.B. 1982. The geologic evolution of South America during Archean and early Proterozoic. Rev. Bras. Geoc.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, H.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. 1983. Estudo Integrado do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro. PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SINTEP. Série Ciência Técnica - Petróleo, nº15, 70p.

COSTA, J.B.S. 1985. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Belém, 209p. Tese de doutoramento da Universidade Federal do Pará. Tese de doutoramento.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y e GORAYEB, P.S.S. 1988. Relações estruturais entre o Cinturão Orogênico Araguaia e Maciço Goiano na Região de Paraíso do Norte-Gurupi, Goiás. In: Anais XXXV Cong. Bras. Geol. Belém, S.B.G, v.5, p. 2187-2207.

COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, X.S.J.; ARAÚJO, O.J.B. 1990. Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. (no prelo)

COSTA, J.B.S. 1990. Considerações estruturais sobre o proterozóico médio da Amazônia Brasileira - no prelo.

COWARD, M.P.; DEWEY,J.F.; HANCOCK, P.L. 1987. Continental tal extensional tectonics. Special. Publ. Geol. Society London.

CUNHA, F.M.B. 1982. Aspectos morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém. Anais... SBG, v.1, p.75-83.

DE OLIVEIRA, A.I., & LEONARDOS, O. H. 1943. Geologia do Brasil, 2º ed.Min. Agric.Serv.Inf.Agrícola.

DERBY, O.A. 1877. Contribuições para a geologia da região do baixo Amazonas. Arch.Mus.Nac. 2:77-104.

DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S. e SHELLER T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Pará (Brasil), DNPM, In: II Symp. Amaz. Manaus, p. 59-74.

DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SENA SÁ, C.A.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual de conhecimento sobre as rochas granitóides na porção sul da Amazônia Oriental. Rev. Bras. Geol. 16 (1) : 11-23.

DALLMEYER, R.D.1989. Contrasting accreted terranes in the southern Appalachian orogen and Atlantic - Gulf Coastal Plains and their correlations with West African sequences. - G.S.A. Special paper 230, pp. 247-267.

DOCEGEO. 1988. Revisão lito-estratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congr. Bras. Geol, 35, Belém. Boletim Especial, p.11-45.

ESTEVES, F.R. 1982. Exploração na Área do Juruá. In: Cong. Bras. do Petóleo,2.Anais...Rio de Janeiro, v.23.

ESTEVES, F.R. 1984. Mecanismo das placas da América Central- Pacífico Sul e sua influência na evolução tectos-sedimentar da Bacia do Alto Amazonas durante o Mesozóico. Manaus, 14p.(Rel. Interno).

ETHERIDGE, M.A.; BRANSON, J.C.; STUART-SMITH, P.G. 1985. Extensional Basin - Forming Structures in Bass Stroit and their Importance for Hydrocarbon Exploration. APEA Journal, p.344-361.

EVANS, J.W. 1906. The rocks of the River Madeira and adjoining portions of the Beni and Mamoré. Quart.Journ.Geol. Soc.London 62(1):88-124.

FRANCIS, E.H. 1982. Magma and sediment I. Emplacement. Mechanism of late Carboniferous tholeite sills northern Britain- Jour. Geol.Soc. London. 139:1-20,

FRANZINELLI, E e PIUCI, J. 1988. Evidências de Neotectonismo da Bacia do Amazonas - In: VII Cong.Latino Americano de Geologia, Belém,Resumos p.293.

GHIGNONE, J.I. e NORTHFLEET, A. 1971. Sequências sedimentares brasileiras.Salvador, 7p. PETROBRÁS.(Rel.Interno).

GIBBS, A. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. Jour.Geol.Soc.London, 141:609-620.

GIBBS, A. 1987. Development of extension and mixed-mode sedimentary basins; in Continental Extensional Tectonics. GSSP nº28.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: Anais XXXII Congr. Bras. Geol. Salvador, v.1,p.129-147.

HARDING, T.P., LOWELL, J.D. 1989. Structural styles, their plate-tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. AAPG, 63(7):1016-1058.

HASUI, Y., HARALYI, N.L.E., SCHOBBENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo Geotectônico. In: Anais do II Symposium Amazônico, Manaus, v.1,p.129-147.

HASUI, Y e HARALYI, N.L.E. 1985. A megaestruturação de Goiás. In: Simp. Geol. Centro-oeste, 2, Goiânia. Ata... SBG, p.120-144.

HASUI, Y e COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia : um novo enfoque estrutural-estratigráfico. Anais do XXXVI Cong. Bras.Geol, Natal, v.6, p.2535-2549.

HEIDAUF, D.T., HSUI, A.T., and KLEIN, G.V. 1986. Tectonic Subsidence Analysis of Illinois Basin: Journal of Geology, 94:779-794.

HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARUK,; CORDEIRO, A.A.C. e MEIRELES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In:Anais 1º Simposio Geolog. Amazônia, Belém, p.100-108.

HORTON JR, J.W; DRAKE Jr, A.A. and RANKIN, D.W. 1989. Tectonostratigraphic terranes and their Paleozoic boundaries in the central and southern Appalachians. G.S.A. Special paper 230, pp.213-245.

IGREJA, H.L.S. & FRANZINELLI, E. 1990. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro- centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Anais do XXXVI Cong. Bras. Geol, Natal, v.5, p.2099-2109.

ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F. de,; MONTALVÃO, R.M.G.de.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G. da,; LIMA, M.I.C. 1974. Geologia da folha SA.22 Belém. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, DNPM.v.5, p.1-60.

JOÃO, X.S.J. et al. 1979. Geologia da região sudoeste do Amapá e norte do Pará- Projeto Sudoeste do Amapá. Geologia. Sec.Geol.Básica .DNPM. Brasília.

KEEN, C.E. 1987. Some Important Consequences of Lithospheric Extension, in: Coward, M.P., Dewey, J.F. and Hanock,P.L.(eds), Continental Extensional Tectonics nº 28 pp.67-73.

LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E.; SOUZA, A.C.C. 1990. A Faixa de dobramentos Araguaia (To) novos dados geocronológicos. Anais XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, v.6, p.2550-63.

LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B.; TEIXEIRA, W.;LIMA M.I.C.; FERNANDES, C.A.C.; PINTO, A.C. 1978. Geologia. Folha SC.20 Porto Velho. In: BRASIL.DNPM. Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM. V.16, p. 17-184.

LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.B.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. 1974. Geologia. Folha NA/NB.22 Macapá. In: BRASIL.DNPM. Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM. V.6, P. 1-120.

LINSSER, H.- 1958 - Interpretation of the regional gravity anomalies in the Amazon Area. Rio de Janeiro, PETROBRAS /DEPEX. 8p. (Rel.Interno).

MACHADO, N.; LINDENMAYER, D.H.; LINDENMAYER, Z.G. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Mineral de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: Anais VII Congr. Latino Americano de Geol., Belém. v.1 p.339-347.

MARINHO, P.A.C. 1977. Projeto Carvão no rio Freco. Relatório final.Belém, Convênio DNPM/CPRM. V.1. (inédito).

MARTINS, R.C. & ARAÚJO, O.J.B. 1979. Projeto Integração ção geológica-geofísica no sul do Pará, Belém. Convênio DNPM/CPRM. v.1.(inédito).

MCKENZIE, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, 40:25-33.

MIRANDA, F.P. 1983. Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas. Bol.Téc. da Petrobrás, 26(4):268-291.

MIURA, K.; THOMAZ FILHO, A. 1983. Reavaliação das possibilidades petrolíferas na Bacia do Médio Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX. 50p.(Rel. Interno).

MOHRIAK, W.U. 1989. Métodos e ferramentas para caracterização de estruturas profundas e processos formadores de bacias sedimentares. Rio de Janeiro, In : SINTEX, I Seminário de Interpretação Exploratória, DEPEX- PETROBRÁS, p.327-337.

MONTALVÃO, R.M.G. § BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução geotectônica do cráton amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e Proterozóico. Belém. In: Anais do II Simpósio de Geologia da Amazônia, v.1, p.282-294.

MONTALVÃO, R.M.G.; MUNIZ, M. de B.; ISSLER, R.S.; DALL' AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. 1975. Geologia das Folhas NA.20 Boa Vista, NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAM. Rio de Janeiro, v.8,p.13-126.

MOURA, P. 1938. Reconhecimento geológico no vale do rio Tapajós.Rio de Janeiro, Serv. Geol. Min.(Bol. 67)

MURPHY, T. 1976. A caledonian plate tectonic model. Jour. Geol.Soc.London. 132,579-609.

NEVES, C.A.O. 1989. O estado de arte: Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro. In: I Seminário de Interpretação Exploratória, Rio de Janeiro, p.13-23.

NUNN, J.A.; SLEEP, N.H. and MOORE, W.E. 1984. Thermal Subsidence and Generation of Hydrocarbons in Michigan Basin: AAPGB, 68:296-315.

NUNN, J.A.; AIRES, J.R. 1985. Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brasil. Jour.Geoph.Research. 93:415-428.

OCHSE, G. 1963. Estudos estatísticos da gravidade residual nas áreas de Autás-Mirim, Manaus e Preto da Eva. PETROBRÁS-DEPEX. Belém,(Rel. Interno).

ODDONE, D.S. 1953. Oil and prospects in the Amazon Region C.R. In: 19th Internat. Geol. Congr., Sec. 14, fasc.16, p. 247-272.

OLIVEIRA, E e CASTRO, P.J.M. 1971. Anomalias gravimétricas regionais nas bacias Médio e Baixo Amazonas. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX. 3p.(Relatório Interno).

OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil 2º ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Serviço de Informação Agrícola. 813p. (Série didática).

PAIVA, G. 1929. Vale do Rio Negro. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Min. Brasil. Bol. 40

PASTANA, J.M.N. e SILVA NETO, C.S. 1980. Projeto Rio Chiché. Belém, convênio DNPM/CPRM. v.1, 125p.(inédito)

PETRI, S. 1952. Fusulinidae do Carbonífero do Rio Tapajós Estado do Pará. São Paulo.I Bol. Soc.Bras.Geol.p.30-45.

PETRI, S e FÚLFARO, V.J. 1981 Geologia do Brasil. São Paulo, T.A. QUEIRÓZ ED., 558 p.

PETROBRÁS. 1990. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas

PINHEIRO, S.S.; FERNANDES, P.E.C.A.; PEREIRA, E.R.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W.; FERNANDES, C.A.C. 1976. Geologia da Folha NA-19 Pico da Neblina. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM-BRASIL. Rio de Janeiro,DNPM. P. 17-138

PORSCHE, E. 1985. Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá; Bacia do Amazonas, Brasil: Um modelo estrutural. OuroPreto. 124p.(Tese de Mestrado da UFOP). p.124.

RAMGRAB, G.E.; BONFIM, L.F.C.; MANDETTA, P.; ROSA, D. B.; SALLAS, H.T.; OLIVEIRA, J.F.; SOUZA, S.L.; MONACO FILHO W.; UCHÔA, I.B. 1972. Projeto Roraima. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. 9 v.

RAMSAY, J.; HUBER, M. I. 1987. The techniques of modern structural geology. Academic Press. vol.2.

REMBARGUER, K.S. 1984. A crustal study of south America. Texas, ...p.(M.S. Thesis, University of Texas).

RENNE, P.B.; ONSTOTT, T.C. & JOÃO, X.S.J. 1988. 40Ar/39Ar and paleomagnetic results from the Carajas region on the Guaporé Schield. In: Anais VII Cong. Latino-Americano de Geologia, Belém, v.1, p.348-362.

REZENDE, W.M. 1972. Post Paleozoic Geotectonics of South America, related to Plate Tectonics and Continental Drift. In:Anais XXVI Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG,14p.

REZENDE, W.M. e BRITO, C.G. 1973. Avaliação Geológica da da Bacia Paleozóica do Amazonas. Anais do XXVII Congr. Bras.Geol., Aracaju, SBG, v.3, p.227-245.

ROSENFELD, O. 1955. Provisional Report of a gravimetric and magnetic survey in area of Nova Olinda, Médio Amazonas. Belém, Petrobrás (Rel.interno).

SAMPAIO, A.V. e NORTHFLEET, A. 1973. Estratigrafia e correlação das Bacia Sedimentares Brasileiras. In: XX VII Cong. Bras. Geol.Belém, SBG,v.3 p.189-206.

SANTA ROSA, A.N. e LEITE, L.W.B. 1988. Medidas de dispersão das ondas de superfície de Rayleigh na Plataforma Sulamericana. In: Anais XXXV Congr. Bras. Geol., Belém, v.4, p. 1500-1509.

SANTOS, J.O.S.; LOGUERCIO, S.O.C. e RAMALHO, R. 1981. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis - Alto Xingu. Texto explicativo. In:Schobbenhaus Filho (Ed), Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais,esc.1:2.500.000. Brasília Dep.Nac. Prod.Min.

SANTOS, J.O.S. 1984. A parte setentrional do craton amazônico e a Bacia do Amazonas. In: Geologia do Brasil. Brasília, DNPM. p.57-91.

SCHOBBENHAUS, C; CAMPOS, D. de A.; ASMUS, H.E. e DERZE, G.R. 1982. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais; escala 1: 2.500.000. In: 5º Congr. Latinoamericano de Geologia. Buenos Aires, Servico Geologico Nacional., v.1; p.231-254

SCHNEIDER, R.L. & CARNEIRO, R.G. 1976. Reavaliação das possibilidades petrolíferas da Bacia do Alto Amazonas, Rio de Janeiro. Petrobrás. 25p.(Rel. interno).

SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S. e GUIMARÃES, G. 1974. Geologia da Folha SB.22 (Araguaia) e SC.22 (Tocantins). In : BRASIL. DNPM. Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM, V.4, p.13-143.

SILVA, O.B. 1987. Análise da Bacia do Solimões - Revisão Litoestratigráfica, magmatismo e geoquímica. Ouro Preto, 181 p. (Tese de Mestrado da UFOP)

SMITH, D.L. 1982. Review of the tectonic history of the Florida basement: Tectonophysics, 88:1-22.

SOUZA FILHO, E.E.; SANTOS, M.V.; BORDUQUE, M.; RIBEIRO, A.C.O.; PAYOLLA, B.L. 1988. A Formação Trombetas nas proximidades de Belo Monte-Pa. Sítio da UHE Kararaô. In: Anais XXXV Cong.Bras.Geol., Belém, SBG, v.2 p.713-724.

SUSZCYNSKI, E. 1970. La geologie et la tectonique de la Plataforme Amazonienne. Geol. Rundsch.59 (3):1232-1253.

SZATMARI, P. 1981. Tectonismo Hercinian-Andino e a Bacia Amazônica. Rio de Janeiro. PETROBRÁS/CENPES. 57p.(Rel. Interno).

---------- . 1982. Tectono-sedimentary correlations betwe-en the Amazon Basin and the Andean zone of Peru. Congr. Bras. Petróleo, 2, Rio de Janeiro. p.10.

---------- . 1983. Amazon rift and Pisco-Jurua fault: Their relation to the separation of North America from Gondwana. Geology, 2:300-304.

---------- . 1983. Tectonismo da faixa de dobramentos do Juruá. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES. 11p. (Rel. In terno).

SZATMARI, P. e AIRES, J.R. 1987. Experimentos com modelagem física de processos tectônicos: Boletim de Geociências da Petrobrás. v.1, nº1.

TASSINARI, C.C.G. 1981. Evolução Geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. São Paulo, (Tese de Mestrado do Inst.Geoc. USP).

TEIXEIRA, W. 1978. Significação Tectônica do magmatismo anorogênico básico e alcalino na região amazônica. São Paulo, 99p. (Tese de Mestrado. Inst. Geoc. USP).

TEIXEIRA, W,; KAWASHITA, K,; TAYLOR, P.N.; OJIMA, S. K. e VIEIRA, A. G. 1985. Reconhecimento geocronológico da Guiana Francesa: Novos dados, integração e implicações tectônicas. In: Anais II Simp. Geol.da Amazônia, Belém. p. 194-207.

THOMAZ Fº, A.; CORDANI, U.G.; MARINO, O. 1974. Idades K/Ar de rochas basálticas da Bacia do Amazônica e sua significação tectônica regional. In: XXVIII Cong. Bras.Geol. Anais... v.6, p.273-278.

TRAVASSOS, W.A.S & BARBOSA Fº, C.M. - no prelo - Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós -Bacia do Amazonas.

TROUW, R.A.J. 1983. Análise microtectônica em diabásio. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES. p.14. (Rel. Interno).

UYEDA, S. 1982. Subduction zones: an introduction to comparative subductology. Tectonophysics, 81, p.133-159

WINDLEY, B.F. 1981. The evolving continents. John Wiley.

WITHJACK, M.O. and JAMISON,W.R. 1986. Deformation Produced by Oblique Rifting. Tectonophysics, 126:99-124.